Geographie

Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt

von der philosophischen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität

zu Bonn

Von

Julius Erich Schwenzner

aus Dortmund

Diese Arbeit erscheint gleichzeitig in den „Geographischen Abhandlungen“ 3. Reihe, Heft 10 im Verlag J. Engelhorns Nachf. in Stuttgart

Stuttgart 1936

Geographie

Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt

von der philosophischen Fakultät

der

Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität

zu Bonn

Von

Julius Erich Schwenzner

aus Dortmund

Stuttgart 1936

Berichterstatter:
Geh. Rat Professor Dr. A. Philippson

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

VORWORT

Im Anschluß an einen Kolloquiumsvortrag im Geographischen Institut der Universität Bonn über „Geographische Beobachtungen auf einer Reise durch Zentralspanien im Herbst 1928" regte mich mein hochverehrter Lehrer, Herr Geh. Rat Prof. Dr. A. Philippson, zu der vorliegenden Arbeit an. 1929 (August-September), 1930 (März, April, Mai), 1931 (September, Oktober), 1933 (September) bereiste ich das Untersuchungsgebiet. Auf der ersten Spanienreise im Jahre 1928 konnte ich Herrn Prof. Dr. R. Stickel über drei Wochen lang auf dessen Forschungsreisen durch Altkastilien und Nordwest-Spanien begleiten. Am Fortgang der Arbeit nahmen die genannten beiden Herren stets anregenden und ermunternden Anteil. Deshalb sei diesen Herren an erster Stelle gedankt.

Aufrichtigen Dank schulde ich den drei spanischen Geologen: Herrn Prof. Dr. Eduardo Hernández-Pacheco, Herrn Prof. Dr. J. Royo y Gomez und Herrn Prof. Dr. Francisco Hernández-Pacheco dafür, daß sie mich in so selbstloser Weise mit der spanischen Literatur und Forschung auf dem Gebiet der Geologie und Morphologie bekannt gemacht haben.

Dank gebührt der deutsch-spanischen Arbeitsstelle zu Madrid, dem „Centro de intercambio intelectual germano-español", dessen ehemaliger Leiter, Herr Prof. Dr. G. Moldenhauer, dessen jetziger Leiter, Herr Dr. A. Adams, und dessen Assistent, Herr Dr. W. Petersen, an der Durchführung der verschiedenen Reisen regsten Anteil nahmen und sie nachhaltig förderten.

Und an dieser Stelle gedenke ich gerne der mich oftmals beschämenden und bewegenden Gastfreundschaft und Anhänglichkeit so zahlreicher schlichter Kastilier, sei es nun Bauer, Hirte oder Köhler, Lehrer oder Geistlicher, Gendarm, Chauffeur oder Gastwirt. Von diesen allen möchte ich und brauche ich nur einen hervorzuheben, den Volksschullehrer José Garcia aus Bustarviejo (Prov. de Madrid), der mich im Frühjahr 1930 nahezu drei Monate in selbstloser Kameradschaft durch seine Heimat, die „Sierra", begleitete und alle Strapazen dieser bei recht ungünstiger, kalter Witterung durchgeführten Reise mit mir teilte.

Zuletzt und ganz besonders herzlich danke ich Herrn August Wilhelm Andernach, Seniorchef der Fabrik A. W. Andernach, G. m. b. H., Beuel am Rhein, ohne dessen väterlich-freundschaftliche Anteilnahme weder die verschiedenen Reisen noch deren wissenschaftliche Auswertung überhaupt möglich gewesen wären.

INHALT

EINLEITUNG: DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET IM RAHMEN DES ZENTRALSPANISCHEN HOCHLANDES UND DIE SICH DARAUS ERGEBENDE PROBLEMSTELLUNG .. 9

ERSTER HAUPTTEIL: DIE GRUNDLAGEN DER MORPHOLOGISCHEN ANALYSE .. 14

I. Das Relief .. 14

a) Die kartographischen Grundlagen .. 14

b) Die orographischen und morphographischen Einheiten .. 15

I. Das östliche Kastilische Hauptscheidegebirge (Sierra de Pela, Somosierra, Sierra de Guadarrama, Sierra de Malagón) .. 15

II. Die südliche oder neukastilische Vorlage .. 20

III. Die östliche oder hesperische Vorlage .. 25

IV. Die nördliche oder altkastilische Vorlage .. 26

V. Zusammenfassung .. 29

II. Die geologischen Grundlagen .. 30

a) Das geologische Kartenmaterial .. 30

b) Das Baumaterial und die stratigraphischen Stockwerke .. 31

c) Die geotektonischen und die morphotektonischen Einheiten .. 36

ZWEITER HAUPTTEIL: DIE MORPHOLOGISCHE ANALYSE .. 40

a) Zur Untersuchungs- und Darstellungsmethode .. 40

b) Der Anteil am Neukastilischen Becken .. 41

1. Die intratertiäre Rumpffläche .. 42

2. Die M2-Fläche .. 43

3. Die M1-Fläche .. 47

4. Das Verhältnis von M1-Fläche zur M2-Fläche und das Verhältnis dieser beiden Flächen zu den Flußterrassen .. 49

1. Río Henares .. 50

2. Río Jarama .. 53

3. Río Guadarrama .. 57

5. Zusammenfassung der morphologischen Ergebnisse und die sich daraus ergebende Stellungnahme zu den Ansichten von Ed. Hernández-Pacheco („Los cinco ríos principales de España y sus terrazas, Madrid 1928") .. 58

c) Der Anteil am Hesperiden-Faltenblock .. 61

1. M3-Fläche und intratertiäre Rumpffläche .. 61

2. Die M3-Fläche .. 64

3. Die M2-Fläche .. 69
4. Die M1-Fläche .. 70
5. Ergebnisse der morphologischen Analyse .. 71
d) Die Beziehungen zwischen Hesperiden-Faltenblock und Neukastilischem Becken .. 71
e) Der Anteil am Altkastilischen Becken .. 73
1. Die M2-Fläche .. 76
2. Die M1-Fläche .. 78
3. Die Campiña .. 80
4. Zusammenfassung der Ergebnisse der morphologischen Analyse .. 81
f) Die Beziehungen zwischen Hesperiden-Faltenblock und Altkastilischem Becken .. 82
g) Der Anteil am Kastilischen Block .. 85
1. Die morphotektonischen Einheiten .. 85
2. Die Dachfläche .. 92
3. Die M3-Fläche .. 96
4. Die M2- und M1-Fläche .. 102
5. Die fossilen Rumpfflächen .. 110
6. Zusammenfassung der Ergebnisse der morphologischen Analyse (Morphogenese des Kastilischen Hauptscheidegebirges) .. 112
DRITTER HAUPTTEIL: MORPHOGENETISCHE ZUSAMMENFASSUNG .. 117
Schriftenverzeichnis .. 120
Ortsverzeichnis .. 125

EINLEITUNG

DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET IM RAHMEN DES ZENTRALSPANISCHEN HOCHLANDES UND DIE SICH DARAUS ERGEBENDE PROBLEMSTELLUNG

Das zentralspanische Hochland umfaßt die Landschaften Alt-Kastilien und León, Neu-Kastilien und Estremadura, sowie Teile von Aragón und nimmt somit mehr als die Hälfte der Oberfläche der Iberischen Halbinsel ein. Diese Großlandschaft zeichnet sich durch Einfachheit und Großräumigkeit sowohl in physisch- als auch in kulturgeographischer Hinsicht aus und tritt damit in scharfen Gegensatz zu den abwechslungsreichen Randlandschaften. Erhalten letztere durch ihre Aufgeschlossenheit einen belebten, freudigen Charakter, so ist der des zentralspanischen Hochlandes einsam und streng.

Das zentralspanische Hochland gliedert sich im wesentlichen in zwei, 600 bis 1000 m hoch gelegene Großbecken, die von bis zu 2600 m hohen, meist sanft geformten Mittelgebirgen umrahmt werden. Pforten oder Korridore durchsetzen die Gebirgsrahmen und sind von größter Wichtigkeit nicht nur für die kulturgeographischen Erscheinungen, sondern auch für die morphologische Fragestellung.

Das nördliche, vom Duero entwässerte Becken bezeichne ich der Einfachheit halber als das „Altkastilische Becken", das südliche, welches unregelmäßigere Umrisse aufweist und welches Tajo, Guadiana und Júcar entwässern, als das „Neukastilische Becken". Das in West-Ost-Richtung streichende, von Th. Fischer so benannte „Kastilische Hauptscheidegebirge" [1] riegelt die beiden Becken jedoch nicht völlig voneinander ab, vielmehr vermitteln zwischen beiden zwei breite Korridore, der von Barahona-Sigüenza im Osten und der von Salamanca-Plasencia im Westen.

Der östliche Gebirgsrahmen des Alt- und Neukastilischen Beckens, die Keltiberischen Ketten, baut sich zur Hauptsache aus mesozoischen Gesteinen auf, sonst bestehen die Gebirgsrahmen der beiden Becken zur Hauptsache aus Gneisen, Graniten und stark gefalteten und gestörten paläozoischen Sedimentgesteinen. Meist flach gelagerte, jungtertiäre Schichten, die von tischebenen Hochflächen überspannt werden, nehmen die beiden Becken ein. Aber nur in seltenen Fällen reicht das Jungtertiär bis dicht an das Gebirge, vom Spanier „Sierra" genannt, wogegen die Hochflächen, die beckenwärts über Jungtertiär entwickelt sind, bis an den Fuß der Gebirge reichen oder stellenweise sogar in diese einbuchten [2]. Der Untergrund der Hochflächen in diesen

[1] Cordillera Carpeto–Vetónica (Macpherson) oder Cordillera Central (Ed. Hernández-Pacheco) der spanischen Literatur.

[2] Vgl. hierzu Fig. 2 und 3.

Gebirgsvorlagen besteht aus denselben Gesteinen wie das dazugehörige Gebirge. Diese Vorlagen, die man auch als Fußflächen oder Piedmonts bezeichnen kann, belegt Stickel mit der neutralen morphographischen Bezeichnung „Rampen". In ähnlichem Sinne verwendet Ed. Hernández-Pacheco (1923, S. 133) den Ausdruck „rampa" für die Granit-Schiefer-Quarzit-Rumpffläche im Korridor von Salamanca.

Das hervorstechendste Element in der Topographie Zentralspaniens sind die ausgedehnten Hochflächen, so daß man die Bezeichnung „Meseta" (Tafel) oft dem Begriff Zentralspanien oder zentralspanisches Hochland gleichgesetzt hat, so z. B. Th. Fischer (1891, S. 528). Abzulehnen ist die von zahlreichen Geologen und auch Geographen vorgenommene Gleichsetzung von „Iberischer Grundgebirgsmasse" und „Meseta". Entsprechend dem volkstümlichen Sprachgebrauch, der unter „*Meseta*" lediglich tischebene Hochfläche versteht, soll in der vorliegenden Untersuchung dieser Begriff zunächst rein topographisch [3] verwendet und auf seine morphologische bzw. morphogenetische Bedeutung hin überprüft werden.

Die von Weiden, weitständigem Niederwald und dürftigen Äckern, die jeweils einer längeren Brache bedürfen und die erst in allerletzter Zeit einen bedeutenderen Umfang einnehmen, bedeckte Meseta wird nach oben von der „*Sierra*" begrenzt. Obwohl die Gipfelformen in der Regel sehr sanft geschwungen sind, setzt die Sierra meist mit steilen Flanken gegen die Meseta ab. Dieser Gegensatz wird markant unterstrichen durch den Gesamthabitus der Sierra: andere Farbe, Zurücktreten der Ackerflächen, dafür ein Waldkleid, das ganz andere Pflanzenvereine, nämlich mitteleuropäische, zeigt, stärkere Überwölkung sowie eine Schneekappe, die in den höchsten Teilen der Sierra bis spät in den Sommer hinein andauern kann.

Das dritte, wichtige, topographische Element sind die „*Campiñas*". Dies sind in die Meseta eingetiefte Erosionsbecken, die in der Regel eine Terrassierung zeigen. Aus den Campiñas erheben sich noch elegant geformte Zeugenberge der Meseta, bald kegelförmig („cerro"), bald backenzahnförmig („muela"). Die Campiñas sind die Hauptanbaugebiete des zentralspanischen Hochlandes [4], sie sind vor allem in den Beckenzentren entwickelt, in kleineren Ausmaßen aber auch am Zusammenfluß größerer Wasseradern in den Beckenrandzonen.

Th. Fischer, der als erster die Frage nach den morphologischen Zusammenhängen stellte, war der Ansicht, daß die geologischen Verhältnisse in erster Linie den Mesetacharakter bedingten. Die Mesetahochflächen, die den Westen des zentralspanischen Hochlandes einnehmen und dort die kristallinen und paläozoischen Gesteinszonen schneiden, möchte er als einer prätriadischen Rumpffläche angehörend ansprechen, die allerdings später durch Brüche und Verbiegungen in verschiedene Niveaus gebracht, z. T. sogar in jüngerer geologischer Vergangenheit erst vom Deckgebirge entblößt wurde. Im übrigen Hochspanien sei der Mesetacharakter durch die flache Lagerung der mesozoischen und tertiären Schichten bedingt, die die starre Grundgebirgsmasse überdeckten (Th. Fischer, 1891, S. 534). Eine ähnliche Ansicht vertritt die von

[3] Wie dies schon G. de Llarena (1916, S. 15), Ed. Hernández-Pacheco (1923, S. 121 und 1928, S. 7), R. Stickel (1929, S. 147), H. Lautensach (1932, bes. S. 3) getan haben.
[4] Hierfür die sehr bezeichnenden Volksnamen, z. B. aus Altkastilien: tierra de pan (Brotland), tierra de los campos (das Land der Äcker), tierra de vino (Weinland).

Macpherson begründete Geologenschule, so z. B. beschreibt dessen Schüler Ed. Hernández-Pacheco verschiedentlich die im Westen Hochspaniens große Räume einnehmenden „penillanuras" (Fastebenen), die den herzynischen (amorikanischen) Faltenbau glatt kappen, ohne zu der Bildungs- und Altersfrage Stellung zu nehmen. Die tischebenen Hochflächen über dem Jungtertiär der Becken sind nach Meinung dieses bedeutenden Forschers durch die Tafellagerung dieser Schichten bedingt. Die in den jungtertiären Schichten feststellbaren Störungen möchte er der Salz- bzw. der Gipstektonik zuweisen. Diese Ansicht vertritt auch Jessen (1930, S. 136 ff.), der meint, daß die Meseta des neukastilischen Beckens, der La Mancha, den noch kaum veränderten Boden der pontischen Seen, also eine primäre Aufschüttungsfläche darstelle. Llarena (1916), Schüler, und Fr. Hernández-Pacheco (1932), Sohn des bereits genannten spanischen Geologen, beschreiben im Gebiet der Estremadura, die sich westlich an die neukastilische Jungtertiär-Meseta anschließt und deren Untergrund zumeist aus amorikanisch gefalteten paläozoischen Schiefern und Quarziten besteht, ausgedehnte Verebnungen, die durch Schotterlagen, denen sie pliozänes Alter zusprechen möchten, gekennzeichnet sind. Diese Schotterflächen tragen die volkstümliche Bezeichnung „rañas", welchem Begriff auch ein bestimmter Vegetationshabitus und eine spezifische Nutzungsart zuzuerkennen ist.

Die neueren Untersuchungen zur Geologie des zentralspanischen Hochlandes (Ed. Hernández-Pacheco, J. Royo y Gomez, Fr. Hernández-Pacheco, Stille, Tricalinos, Lotze, Hahne, Schriel, Schröder, Richter, Brinkmann, Teichmüller u. a.) zeigen, daß das bisher als starre Masse aufgefaßte Hochspanien von sehr jungen, namentlich tertiären Bewegungen erfaßt wurde, deren Ausmaß besonders im Bereich der mesozoischen und tertiären Sedimente augenfällig in Erscheinung tritt. Und über diese durchbewegten Zonen ziehen die Mesetahochflächen ebenfalls glatt hinweg, worauf Stickel (1929), Lotze (1930), Lautensach (1930 und 1932 b.) und Brinkmann (1931) bereits mit Nachdruck hingewiesen haben.

Ähnlich wie in anderen mediterranen Gebieten (Italien, Sizilien, Griechenland, Kleinasien) stellen wir auch hier im zentralspanischen Hochland neben junger Tektonik junge, ausgedehnte Einebnungsflächen fest, deren Bedeutung für die Morphologie vor allem A. Philippson in seinen morphologischen Forschungen und in seinem Lehrbuch „Allgemeine Geographie", II. Band, 2. Aufl. 1931, S. 386 betont. Gilt dies im besonderen für die Keltiberischen Ketten, so sind die Becken mit ihren nördlichen und westlichen Gebirgsrahmen und das Kastilische Hauptscheidegebirge mehr mit den deutschen Mittelgebirgen zu vergleichen, in denen die einen Forscher junge Tektonik und junge Einrumpfungsflächen sehen, andere diese ebenso entschieden leugnen.

Stickel (1930) glaubt auf Grund seiner Forschungen im altkastilischen Bekken zwei Verebnungen für die Erfassung der morphologischen Zusammenhänge herausstellen zu müssen: eine intratertiäre (postunteroligozän und prätorton) und eine postpontische. Lotze stellt im Gebiet der Keltiberischen Ketten, bei Alhama de Aragón „eine Peneplain der jungtertiären Zeit fest, auf der Reste des Pont liegen" [5]. Lautensach (1930) auf Grund seiner Studien bei Cuenca und Brinkmann (1931) auf Grund von Untersuchungen in den südlichen Kelt-

[5] Fr. Lotze, 1930, Anm. zur Abb. 63 der Tafel XI.

iberischen Ketten betonen die überragende Bedeutung der postpontischen Einebnungsfläche für das Landschaftsbild.

Mit Hinblick auf die soeben skizzierten Ansichten zur Altersfrage der für das Landschaftsbild so bestimmenden Mesetahochflächen wählte die Untersuchung einen für die flächenmorphologische Analyse besonders geeigneten Ausschnitt aus dem zentralspanischen Hochland. Das engere Arbeitsgebiet, über dessen Rahmen die Untersuchung gelegentlich noch hinausgreifen muß, umfaßt den Raum zwischen den Orten: Aranda del Duero – San Esteban de Gormaz – Barahona – Sigüenza – Guadalajara – Madrid – San Martín de Valdeiglesias – Ávila – Santa Maria de Nieva – Cuéllar, und besitzt damit eine West-Ost-Erstreckung bis zu rund 200 km und eine Nord-Süd-Erstreckung bis zu 170 km. Geradezu das Rückgrat des Untersuchungsgebiets bildet die östliche Hälfte des Kastilischen Hauptscheidegebirges, das im Norden von der altkastilischen, im Süden von der neukastilischen und im Osten von der den Korridor von Barahona-Sigüenza einnehmenden Meseta umsäumt wird. Durch ein vergleichendes Studium der Zusammenhänge zwischen Sierra und Meseta hofft sie einmal einen Beitrag zu der morphologischen Bedeutung der Meseta liefern zu können, und zum anderen einen Beitrag zu der Morphogenese des Kastilischen Hauptscheidegebirges [6] und damit zu der der Beckenrahmen und der Becken selbst.

Es ist nun nicht so, als ob noch keine Ansichten über die Morphogenese des Kastilischen Hauptscheidegebirges bestünden, aber wohl fehlt eine eingehende Untersuchung. Ed. Sueß sah im Kastilischen Hauptscheidegebirge, entsprechend seiner Auffassung von dem geologischen Bau der Iberischen Halbinsel, einen mächtigen Ast eines alten, hier nahezu von Westen nach Osten streichenden amorikanischen Faltengebirges (1888, Bd. II, S. 148). Macpherson (1888) betont bereits auf Grund geologischer Beobachtungen die Bedeutung Westsüdwest bis Ostnordost streichender Verwerfungen für die heutige Oberflächengestaltung, ohne genau zu sagen, wann diese Bewegungen nach seiner Ansicht stattgefunden haben. Th. Fischer (1891 und bes. 1922, S. 233 ff.) betont die Bedeutung dieser Verwerfungen für die heutige Morphologie und vermutet, daß dieses Gebirge „etwa im Beginne der Tertiärzeit und im Zusammenhang mit der Bildung der großen kastilischen Seebecken zu ansehnlicher Höhe emporgepreßt" wurde (1922, S. 254). A. Penck (1894, S. 17) ist gleicherweise der Meinung, daß hier ein Bruchgebirge vorliegt. Auf Grund der Kreidevorkommen in dem „Valle del Lozoya" innerhalb des Kastilischen Hauptscheidegebirges und eines Vergleiches dieses Vorkommens, namentlich seiner Höhenlage, mit den Kreidevorkommen nördlich und südlich des Gebirges kommt er zu der Auffassung, daß das Meer der oberen Kreide völlig das Gebiet des heutigen Gebirges bedeckte und daß erst später die Bildung des heutigen Gebirges in Form von Heraushebung einzelner Parallelrücken erfolgte. Eine vermittelnde Anschauung hat Ed. Hernández-Pacheco, der zwei orogenetische Phasen für die heutige Oberflächengestaltung des Gebirges verantwortlich machen möchte, erstens eine postkarbonische, wohl permische Gebirgsbildung, die sich vorzugsweise in nahezu senkrecht zum Streichen der paläozoischen Schichten verlau-

[6] Mit Recht betont Ed. Hernández-Pacheco, daß es sich hierbei um ein recht schwieriges Problem handele, 1923, S. 122: „la cordillera central constituye uno de los problemas más obscuros, por lo que atañe a su edad y su origen.

fenden Verwerfungen geäußert haben soll, zweitens eine posteozäne (1923, S. 131—132). Letzterer Gebirgsbildung scheint er keine besondere Bedeutung für die Morphologie des Kastilischen Hauptscheidegebirges zuzusprechen. Im Gegensatz zu A. Penck ist Ed. Hernández-Pacheco (1923) der Ansicht, und er folgt hier seinem Lehrer Macpherson, daß die Kreideablagerungen im Valle del Lozoya in einer bereits zur Kreidezeit bestehenden Hohlform, in einem Golfe, abgelagert wurden, was sich auf Grund meiner, namentlich auch faciellen Untersuchungen nicht aufrecht erhalten läßt. Die Auffassung Macphersons und Hernández-Pachecos auf die Morphologie angewandt, würde nämlich bedeuten, daß im Valle del Lozoya bereits zur Kreidezeit eine Hohlform bestand, deren Flanken in kürzester Entfernung den Boden bis zu 1000 m überragten, und daß die Erosion seit dieser Periode nur ganz geringfügige Einkerbungen in diese steilen Flanken verursachen konnte.

1. HAUPTTEIL

DIE GRUNDLAGEN DER MORPHOLOGISCHEN ANALYSE

I. Das Relief

a. Die kartographischen Grundlagen

An Karten, die der morphologischen Analyse als Grundlage dienen konnten, standen zur Verfügung:

1. Mapa militar itinerario de España, 1 : 200 000

herausgegeben vom Depósito de la Guerra, Madrid, die Blätter Nr. 35, 36, 44, 45

Es handelt sich hierbei um Itinerarkarten ohne Geländedarstellung, jedoch enthält dieses Kartenwerk die Triangulationspunkte 1. Ordnung. Eine Ausnahme macht das 1930 neu aufgelegte Blatt Nr. 44, das außer Schummerung Höhenlinien in Abständen von je 50 m verzeichnet.

2. Mapa topográfico nacional, 1 : 50 000

herausgegeben vom Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, die Blätter Nr. 433 (Atienza), 434 (Barahona), 459 (Tamajón), 460 (Hiendelaencina), 461 (Sigüenza), 462 (Maranchon), 483 (Segovia), 484 (Buitrago), 485 (Valdepeñas de la Sierra), 486 (Jadraque), 487 (Ledanca), 488 (Ablanque), 508 (Cercedilla), 509 (Torrelaguna), 510 (Marchamalo), 511 (Brihuega), 512 (Cifuentes), 533 (San Lorenzo), 534 (Colmenar Viejo), 535 (Algete), 536 (Guadalajara), 558 (Villaviciosa de Odon), 559 (Madrid), 560 (Alcalá de Henares), 581 (Navalcarnero), 602 (Navamorcuende), 603 (Escalona), 604 (Villaluenga)

Kartiert ist also die gesamte südliche Vorlage des Kastilischen Hauptscheidegebirges, sowie Teile der östlichen Vorlage und des Gebirges. Diese Karte verzeichnet Jsohypsen in Abständen von je 20 m; namentlich für eine länderkundliche Untersuchung dürfte sie von ganz besonderem Werte sein, da sie die verschiedenen Wege-, Vegetations- und Anbauarten verzeichnet, weiterhin die Gemarkungsgrenzen und Siedelungsformen. Leider geht die Anfertigung nur sehr langsam voran. Die ersten Blätter, erschienen bereits um 1880, sind heute bereits veraltet oder gar vergriffen, so daß man auf eine photographische Reproduktion angewiesen ist; andere Blätter erschienen erst in den letzten Jahren. In solchen Fällen, wo ein altes Blatt neu aufgelegt ist, zeigt ein Vergleich zwischen der Neuauflage und der alten Auflage, daß gerade das Gebiet der südlichen Vorlage, das unter dem Einfluß der Hauptstadt Madrid steht, kulturgeographisch ein ganz anderes Gesicht bekommen hat.

3. Sonstige topographische Kartenwerke

a. Mapa planimétrico y altimétrico de la provincia de Madrid, 2 Blätter, 1924 herausg. vom Instituto Geográfico y Catastral, Madrid, mit Höhenlinien von 100 zu 100 m und Schummerung.

b. Mapas de planimetría barométrica mit Höhenlinien von 100 zu 100 m und mit zahlreichen Höhenangaben

1. provincia de Avila, 1921, 1 : 200 000
2. provincia de Segovia, 1921, 1 : 200 000
3. provincia de Guadalajara, 1920, 1 : 200 000
4. provincia de Soria, 2 Blätter, 1924, 1 : 100 000

Diese Karten waren für die Darstellung von besonderer Bedeutung; sie wurden in photographischen Reproduktionen vom Instituto Geográfico y Catastral zu Madrid liebenswürdigerweise zur Verfügung gestellt. Dem damaligen Direktor General, Exmo. Sr. D. José de Elola, General de E. M. und den Herren Lorenzo Ortiz e Iriban und Hernando Baulga Necarte sei an dieser Stelle für gezeigte Anteilnahme und bewiesene Förderung nochmals herzlich gedankt.

Zwecks Vereinheitlichung der Darstellung wurde auf Grund dieses verschieden gearteten Kartenmaterials eine topographische Grundkarte des Untersuchungsgebiets im Maßstab 1 : 200 000 entworfen, deren Reinzeichnung von Herrn Vermessungsobersekretär W. Müller am Oberbergamt Bonn vorgenommen wurde [7]. Die dieser Arbeit beigegebenen drei Karten, die als Deckblätter zu dieser Grundkarte gedacht waren, und auch die Textkärtchen wurden nach dieser Grundlage angefertigt.

b. Die orographischen und morphographischen Einheiten

Hierzu Fig. 1: Verbreitung der Höhenstufen, Fig. 2: Verbreitung der morphographischen Elemente, sowie die Profile 1—5.

I. Das östliche Kastilische Hauptscheidegebirge

Aus den 700—1200 m hoch gelegenen Hochebenen Alt- und Neukastiliens sondert sich das 1500—2430 m hohe östliche Kastilische Hauptscheidegebirge als eine Großeinheit, die wir als „sierra", dem volkstümlichen Brauch folgend, bezeichnen wollen, in orographischer wie in morphographischer Hinsicht ab. Der Sierraabfall gegen das altkastilische Becken gleicht einer Mauer, er ist durchweg geradlinig und steil, der Böschungswinkel beträgt im Durchschnitt 15—25°. Ganz anders der Charakter des Gebirgsabfalles zum neukastilischen Becken. Obwohl auch hier der Böschungswinkel derselbe ist und auch hier die angrenzenden neukastilischen Mesetahochflächen dieselbe Höhenlage wie die altkastilischen aufweisen, so ist der Südabfall alles andere als mauerartig. Der Südabfall ist stark aufgelöst, in Gebirgsvorsprünge und entsprechende Einbuchtungen der Mesetahochflächen gegliedert. Verschärft wird dieser Gegensatz zwischen Süd- und Nordabfall durch die Art der Zertalung. Die Talungen der nördlichen Vorlage sind in der Regel sanft und flach geformt und enden mit kurzen, aber sehr steilen, mit Schutt erfüllten Trichtern, die die Gebirgsmauer kerbartig unterbrechen; nur die wenigen größeren Flüsse der

[7] Diese topographische Grundkarte mit Isohypsen in Abständen von 100 zu 100 m kann aus Kostengründen dieser Arbeit nicht beigegeben werden; sie wird beim Geographischen Institut der Universität Berlin deponiert.

Nordvorlage zeigen den Beginn einer energischeren Eintiefung durch geradlinige bis konvexe Profile an. Aber auch dann sind die Flußsohlen kaum mehr als 100—150 m in die umgebenden Hochflächen eingetieft. Lediglich die westlichen Flüsse: Eresma, Moro-Voltaya und Adaja verlaufen mit ihren Oberläufen ein Stück innerhalb der Sierra. Ganz anders die Täler der Südseite, die mit den Oberläufen weit in den Gebirgskörper hinein vorstoßen. Diese zeigen mit Ausnahme der Talungen auf der breiten Rampe von San Lorenzo-Villalba durchwegs geradlinige und konvexe Profile; Talhänge mit einer Böschung von 20—30° sind die Regel; die Eintiefung beträgt 200—400 m. Dies ist der Aus-

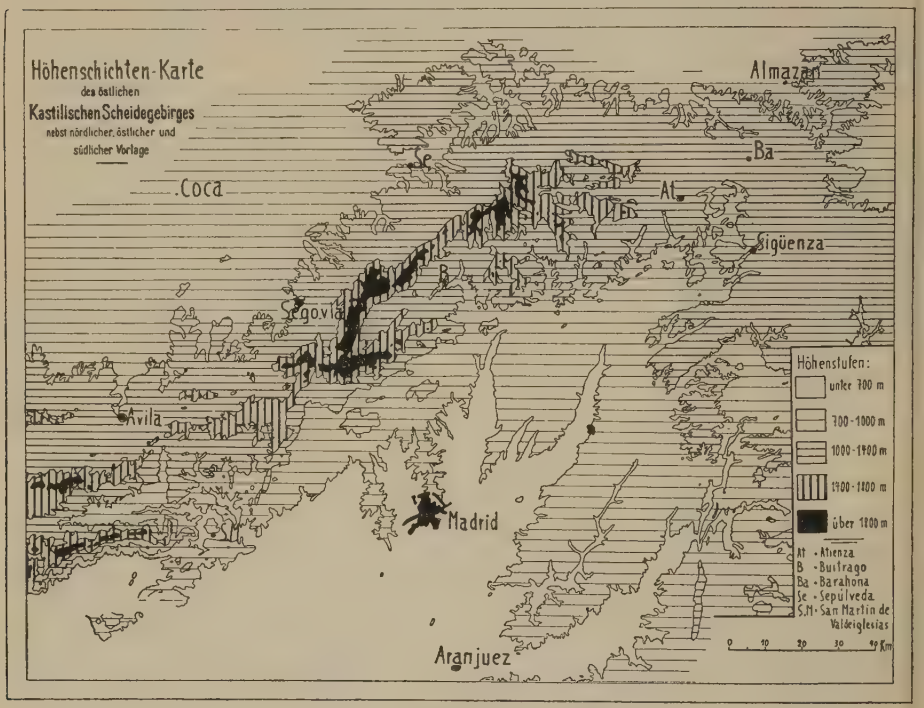


Fig. 1

druck der verschieden hohen Erosionsbasis, die auf der Nordseite bei Avila in ca. 1000 m, bei Segovia in ca. 940 m und bei Riaza in ca. 1100 m, auf der Südseite hingegen bei Tamajón nur in etwa 700 m und bei San Martin de Valdeiglesias in etwa 500 m Höhe liegt.

Ein diesem Sachverhalt entsprechendes Verhalten zeigt die Wasserscheide zwischen Duero und Tajo, die stets nahe dem Nordabfall des Gebirges verläuft.

Nach oro- und morphographischen Gesichtspunkten gliedert sich der Gebirgskörper zwanglos in vier Abschnitte:

1. Sierra de Pela (Profil 2)

Steht man bei dem 1347 m hoch gelegenen Dörfchen Campisábalos, so erblickt man einen fast Ost-West streichenden Muldenzug, der im Norden wie

Abb. 1. Schotterdecke der M2-Meseta über Obermiozän

Aufgenommen im „Valcarrasco" am Wege Membrillera–Cogolludo (Neukastilien); Standpunkt ca. 980 m. Im Vordergrunde das Obermiozän in detritischer, roter Randfazies. Im Hintergrund rotgelbe Schotter des M2-Niveaus. Aufnahme J. Schwenzner, 19. 9. 31

Abb. 2. Campiña des Río Jarama

Aufgenommen bei Torremocha (Neukastilien), kurz nach Einmündung des Río Lozoya. Blick gegen Osten. Im Hintergrund das M2-Niveau: Guadarrama (987 m). Rechts im Hintergrund auf der Höhe das Dorf Uceda und die obere Stufe der Hauptterrasse. In Mittelgrund die obere Niederterrasse und die untere Mittelterrasse. Ganz im Vordergrund der Abfall der oberen Mittelterrasse zur unteren Mittelterrasse. Aufnahme J. Schwenzner, 7. 10. 31

Typus der Geröll-Meseta

Standpunkt Guadarrama, 987 m (Neukastilien). Blick gegen Südsüdwesten. Im Vordergrund die Gerölle des M2-Niveaus. Im Mittelgrund das Tal des Río Jarama, das hier ausgezeichnet seine Terrassen zeigt. Im Hintergrund das M1-Niveau (Meseta von Viñuelas). Im Mittelgrund ganz links obere taina (Schafskral), sowie am Fuße der Geröllhalde das M1-Niveau (910—930 m). Untere „taina" links im Mittelgrund, sowie die dunklen Kulissen jenseits des Flusses markieren die obere Hauptterrasse, 850—860 m. Aufnahme J. Schwenzner, 7. 10. 31

im Süden von 1450—1500 m hoch gelegenen Plateaus, die von niedrigen Kuppen vereinzelt überragt werden, flankiert wird. Gegen Osten vereinigen sich diese Plateaus zu einem einzigen, das gegen Osten abdachend und schmäler werdend sich schließlich in der rund 1200 m hoch gelegenen Hochfläche westlich von Barahona verliert. Gegen Norden (Tafel IV Abb. 1) wie gegen Süden fällt die Hochfläche von Campisábalos steil ab, nur am Fuße des Nord- bzw. Südabfalls hat man den Eindruck einer Sierra. Die Entwässerung erfolgt fast ausschließlich gegen Westen und Süden. Auf der Hochfläche, namentlich um

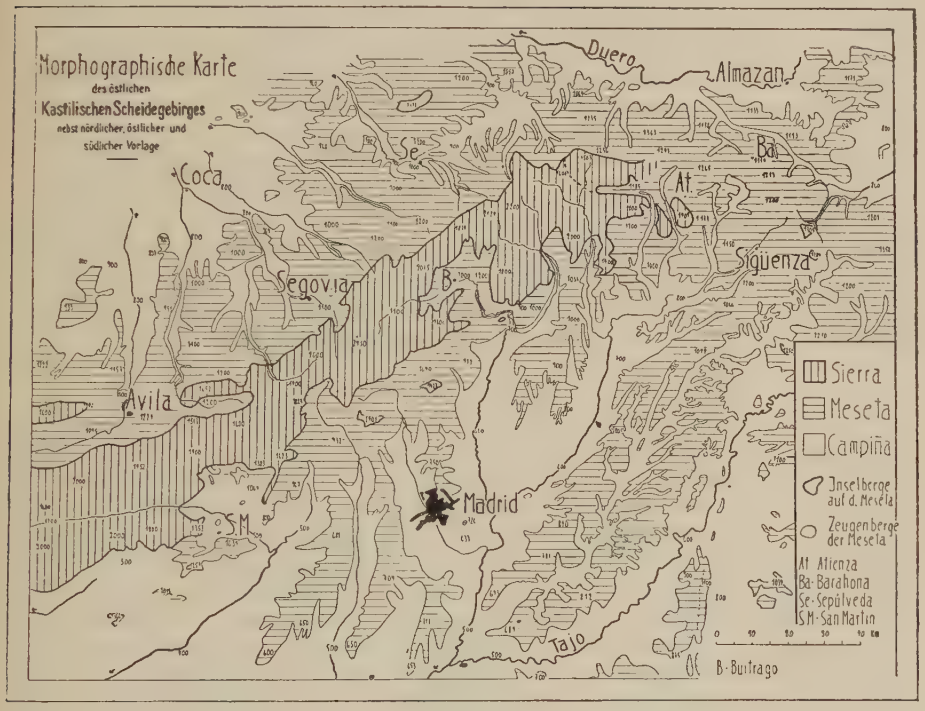


Fig. 2

Campisábalos flache Mulden und Muscheln, die beim Verlassen der Hochfläche zu steilen Schluchten und Cañons werden.

2. Somosierra (Profil 3)

Drei Nordnordwest bis Südsüdost streichende, 1800—2000 m hohe Rücken-, Kamm- bzw. Gipfelzüge, die noch vereinzelte Inselberge um 100—200 m überragen, kennzeichnen den zweiten Abschnitt. Diese Rückenzüge werden im Norden von einem Westost streichenden, 2000—2100 m hohen, weit ausladenden Rückenzug (Buitrera, Sierra de Riaza, Sierra de Ayllón) haarkammartig zusammengefaßt. Sanft ausladende Rücken, die gelegentlich Plateaucharakter annehmen, finden sich vorwiegend in der Nähe des Nordkamms, z. B. um Peñalba de la Sierra im Bereich des oberen Jaramillatales (Tafel VII). In dem

Maße, wie man nach Süden fortschreitet, treten parallel zueinander verlaufende Kamm- und Gipfelzüge, entsprechend der lebhafteren Erosion in Erscheinung. Diesen Formenschatz repräsentiert am besten die Sierra de la Mujer Muerta, 1700 bis 1830 m, westlich des oberen Jaramatales.

Zwischen die Zähne des Haarkammes schalten sich gegen Süden ziehende, tief eingelassene Talzüge ein, deren bis zu 1000 m hohen Wände in 1400 bis 1500 m Höhe fast überall eine mehr oder minder ausgeprägte Leiste aufweisen, wie dies ein Rundblick von dem beherrschenden Pico de Ocejón, 2058 m hoch, der der Wasserscheide zwischen Jarama und Sorbe aufsitzt und diese um rund 150 m überragt, besonders eindrucksvoll dartut. Das Talprofil unterhalb der Leiste ist konvex, zeigt Böschungswinkel von 20—30° und gelegentlich noch mehr Graden. Oberhalb der Leiste werden Böschungswinkel von mehr als 10° nur selten erreicht, das Profil ist unten konkav, oben wieder konvex. Auf diese sehr wichtige Tatsache ist später einzugehen. Schuttrunsen und steile Schuttrichter charakterisieren besonders den unteren Talhang (Taf. X).

Einige Talzüge durchbrechen jedoch die Nord-Süd-Rückenzüge. Bemerkenswert ist neben der Quertalstrecke des Río Jarama zwischen Matallana und El Cardoso de la Sierra der Oberlauf des Río Sorbe, der den östlichen, rund 1800 m hohen Rückenzug (Sierra del Alto Rey, 1830 m, Mojones 1809 m, Collado de la Vieja, Taf. VIII) durchbricht und seinen Anfang in flachen Mulden auf der wesentlich niedrigeren Hochfläche von Campisábalos nimmt.

3. Sierra de Guadarrama (Profil 4)

Westlich des 1450 m hohen Puerto de Somosierra, über den die wichtige Carretera de Francia (Madrid – Aranda – Burgos – Irún) führt, ändert sich das Aussehen des Gebirges wiederum grundlegend. Im Norden ein Nordost-Südwest streichender, breiter, oben sanft gerundeter bis platter, gegen Norden wie gegen Süden schroff abfallender Rücken (Montes Carpetanos) (Tafel XI Abb. 1), der im Osten mit 1836 m Höhe (Colgadizos) einsetzt und gegen Westen allmählich auf 2000 bis 2150 m ansteigt, wo er von dem flachkegelförmigen, 2450 m hohen Peñalaragipfel, der höchsten Erhebung des östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirges, noch beträchtlich überragt wird. Unweit westlich der Peñalara vereinigt sich der Nordrücken mit einem ähnlich geformten Südrücken. Dieser Südrücken, der im Westen (Cuerda larga) 2000—2100 m Höhe aufweist und von dem Doppelgipfel des Pico de Hierro (2380 m) überragt wird, verliert gegen Osten schneller an Höhe und löst sich schließlich in mehrere steil zugeschärfte Höhenzüge auf. Zwischen das Ostende des Südrückens und die Somosierra schaltet sich das von breiten, 1000—1100 m hoch gelegenen Ebenheiten begleitete, Süd-Nord gerichtete mittlere Lozoyatal. Dieses biegt bei Buitrago plötzlich in die Ost-West-Richtung ein und legt sich als ein breitsohliges, etwa 1100 m hoch gelegenes, von schroffen Hängen begleitetes (Böschungswinkel 20—30°) Längstal zwischen den Nord- und Südrücken. Um Buitrago überschaut man eine mächtige Weitung, deren landschaftliches Aussehen an das der nördlichen und kulturgeographisch mehr an das der südlichen Rampe erinnert. Diese Weitung ist Sammelpunkt zahlreicher Bäche und Flüßchen (Tafel XIV Abb. 2).

Nur über kurze Entfernung hin bleiben Süd- und Nordrücken vereinigt, um sich dann wieder in einen Nordrücken (Sierra de Quintanar 1932—2000 m) (Tafel XIII) und in einen stark zugeschärften Südgipfelzug (Peña Aguila 2009 m,

Peñota 1943 m) zu spalten, zwischen die sich das obere Morotal einschaltet. Einen vorzüglichen Überblick über die Gipfel- und Rückenflur der westlichen Guadarrama gewährt der etwa 2150 m hohe Standort auf dem Flächenrest am Westfuß der Peñalara oberhalb des Karsees der Laguna Grande (Tafel IX).

Die allgemeine Formung der Talhänge ist dieselbe wie die für die Somosierra beschriebene, wie ein Rundblick vom 1514 m hohen Cerro La Cruz, östlich des Dörfchens Lozoya, für den östlichen Teil der Guadarrama und vom etwa 1800 m hohen Collado Hornillo, westlich der Station San Rafael (Bahn Madrid–Segovia) für den westlichen Teil der Guadarrama zeigt.

4. Sierra de Malagón (Profil 5)

wollen wir den Abschnitt westlich des 1511 m hoch gelegenen Puerto de Guadarrama, über den die Straße Madrid–Villacastin–Coruña führt und den in 1300 m die Bahnlinie Madrid–Segovia unterfährt, nennen. Der Südrand zeigt einen Nordost-Südwest-Verlauf, der Nordrand hingegen Ost-West-Verlauf, d. h. gegen Westen nimmt dieser Abschnitt an Breite zu. In dem Maße wie die Breite zunimmt, nimmt die Höhe jedoch ab. In der Nähe des Puerto de Guadarrama beträgt die Höhe der breitausladenden Rücken etwa 1800 m. Diese gliedern sich bald in einen Nordzug, die eigentliche Sierra de Malagón, und in einen Nordost-Südwest-Zug, der mit dem 1600 m hohen San Benito-Gipfel, nordwestlich vom Escorial, endet. Gegen die Nord- und Südrampe ist der Gebirgsabfall überaus steil.

Zwischen die beiden Höhenrückenzüge legt sich eine energisch zerschnittene Hochfläche von 1400—1460 m Höhe, die mit sanften Hängen (Böschungswinkel im Durchschnitt 5—7°) gegen die sie im Norden wie im Süden flankierenden Höhenzüge absetzt. Gegen Westen wird diese 1400—1450 m Fläche ständig breiter und beherrscht um Herradón-Navalperal das Landschaftsbild. Die Nordost-Südwest verlaufenden Täler (Río Cofio usw.) sind überaus steilwandig, der Böschungswinkel beträgt im Durchschnitt 25—35°. Einen guten Überblick über diese Verhältnisse gewinnt man vom Wegekreuz der Straßen Peguerinos–Navas del Marqués und Peguerinos–Sta. Maria de la Alameda.

Gegen Südwesten, in Richtung auf San Martín de Valdeiglesias, wo die Talsohle des Río Alberche bereits in 500 m Höhe liegt, löst sich die 1400-m-Fläche immer mehr in Riedel und schließlich in ein Berg- und Hügelland auf, dessen Gipfel zwischen 1260—1400 m liegen (Tafel XII). Kranzartig umgeben die Riedel mit den dazwischen steil eingelassenen Tälern den Westen, Norden und Nordwesten des Gebietes um San Martín-Cebreros-Hoyo, das durch die Konvergenz der Gewässer gekennzeichnet wird, die teils der Sierra de Malagón, teils der Sierra de Gredos entspringen. Dieser Kranz trägt oben die 1400—1450-m-Fläche, die auf eine Strecke hin sogar die Wasserscheide zwischen den Flüssen Tajo und Duero darstellt. Infolge geringerer Zerschneidung erscheint der Nordabfall wesentlich sanfter.

Weiter westlich erheben sich aus dieser 1400-m-Verbindungsfläche der *Paramera de Avila*, die die Bahnlinie Madrid–Avila zwischen den Stationen La Cañada und Navalgrande in 1350 m untertunnelt, gleichsam in Fortsetzung der eigentlichen Sierra de Malagón wieder höhere Gipfel und Rücken: Sierra de los Baldíos, 2000 m, La Serrota 2200 m (Tafel XI Abb. 2). Südlich daran legt sich das *Längstal des oberen Río Alberche*, dessen Sohle zwischen 600 m im

Osten und 1100 m im Westen liegt, dessen Hänge wiederum in 1400—1500 m eine markante Stufung erfahren. Südlich schwingt sich breit ausladend der gewaltige Rücken der eigentlichen *Sierra de Gredos* auf, der in der 2600 m hohen Almanzorkuppe gipfelt. Im Osten wird sie durch einen imposanten Steilabfall beendet, der durch das Knie des Río Alberche in etwas gekennzeichnet ist. Der Südabfall, überaus schroff und wild zerrunst, führt zum *Längstal des Río Tiétar*, dessen Sohle stets unter der 500-m-Jsohypse bleibt. Das Tiétartal begleitet im Süden eine 800—1000 m hohe Rampe, der noch bis 1360 m hohe Gipfel (Sierra San Vicente) aufsitzen.

Nördlich an die La Serrota, Sierra de los Baldíos, Paramera de Avila legt sich das auffällig breitsohlige, 1000—1200 m hohe *West-Ost-Längstal des Valle Amblés*, das der Río Adaja durchfließt, um bei Avila plötzlich die nördliche Richtung einzuschlagen, wobei er eine höhere Schwelle durchbricht. Der Río Adaja umfließt hier das Ostende der Sierra de Avila, die steil gegen Süden zum Valle Ambles, sanft hingegen gegen Norden zur altkastilischen Rampe bzw. Meseta abdacht. Die *Sierra de Avila* erreicht in einigen Gipfeln die 1600-m-Jsohypse, die eine etwa 1300—1400-m-Hochfläche überragen. Das Valle Ambles findet seine Fortsetzung gegen Osten in dem ähnlich geformten 1200 bis 1300 m hohen *Campoazálvaro*, zu dem die eigentliche Sierra de Malagón steil abfällt und das im Norden durch den 1400—1500 m hohen schmalen Rücken der Ojos Albos begrenzt wird. Im Gegensatz zu der Sierra de Avila ist auch der Nordabfall der Ojos Albos steil und unvermittelt. Zwischen das Westende der Ojos Albos und das Ostende der Sierra de Avila buchtet die Fläche der altkastilischen Rampe ein und gewinnt so Verbindung mit den Talböden des Campoazálvaro und des Valle Ambles. Ähnlich wie der Río Adaja wählt auch das Flüßchen Voltaya, das das Campoazálvaro durchfließt, nicht diesen breiten Ausgang, sondern durchbricht in cañonartigem Steiltal die Ojos Albos. Diese lösen sich gegen Osten in eine große Zahl von konischen Hügeln auf, zwischen die sich breite Talböden legen. In Fortsetzung des Campoazálvaro liegt die Weitung um Espinar, gegen die sich von Osten her das Längstal des oberen Río Moro öffnet. Bei Espinar biegt der Río Moro aus der Ost-West-Richtung in die Süd-Nord-Richtung und passiert die Hügelreihe in der Fortsetzung der Ojos Albos in relativ schmalem Tal. Der Río Moro zeigt damit dasselbe Verhalten wie Río Adaja und Río Voltaya.

II. Die südliche oder neukastilische Vorlage

Diese zerlegt der nahezu Nordsüd gerichtete Lauf des Río Jarama in einen westlichen und in einen östlichen Abschnitt. Diese Unterscheidung rechtfertigen zunächst die orographischen Verhältnisse, wie Fig. 1 zum Ausdruck bringt. Im östlichen Abschnitt herrscht die Höhenstufe 700—1000 m einheitlich vor, während der westliche sich in eine nördliche, 700—1000 m hoch gelegene Zone, die sich sofort an die Sierra anschließt, und in eine südliche Zone mit Höhen unter 700 m gliedert. Auch hydrographisch wirkt sich diese Unterscheidung aus. Die Flüsse des östlichen Abschnitts zeigen im allgemeinen Nordost-Südwest-Verlauf, die westlich des Río Jarama Nord-Süd-Verlauf, lediglich der westlichste und bedeutendste Fluß, der Río Alberche, nimmt die Flußrichtung des östlichen Abschnitts wieder auf.

Morphographisch ist der östliche Abschnitt vor allem durch die unbedingte

Vorherrschaft der tischebenen Meseta gekennzeichnet. Diese buchtet um Tamajón, also längs der Flüsse Jarama und Sorbe, und um Hiendelaencina (siehe Fig. 2), längs der Flüsse Bornova und Cañamares, viele Kilometer in die Sierra ein, diese stellenweise in ein Bergland auflösend, dessen Berge dann der Meseta aufgesetzt erscheinen. In diesen Buchten erreicht die Meseta eine absolute Höhe von 1050—1200 m. Südlich hieran, zwischen Sierra und Río Henares, legt sich die *Meseta von Angón – La Toba – Cogolludo – Viñuelas* (Tafel II). Bei Angón liegt sie in 1020/1040 m, bei Viñuelas in knapp 900 m und noch weiter westlich in 800 m Höhe. Diese Meseta zeigt damit eine Abdachung in Westsüdwest-Südwest-Richtung. Zugleich zeigt sie aber auch eine Abdachung in Südrichtung gegen den Río Henares. Dieser Abdachung folgen die aus der Sierra kommenden Flüsse: Cañamares, Bornova, Aliendre und Sorbe. Entlang dem Nord- und Ostrand dieser Meseta erheben sich Zeugen des vorhin bereits erwähnten höheren 1050—1200-m-Mesetaniveaus. Bei Angón und bei Pálmaces oder Congostrina, von irgendeinem der hohen Plateaustücke schauend, beobachtet man, wie sich die 800—1040-m-Meseta entlang dem Río Cañamares oder Río Bornova in die höhere Meseta, die namentlich um Hiendelaencina große Ausdehnung erlangt, als breite Flußterrasse hineinlegt. Aus der Meseta von Angón-La Toba erhebt sich ein flacher Schild, der in den Llanos y Llanos in 1100 bis 1130 m gipfelt. Er ist in Nordost-Südwest-Richtung gestreckt. Die Meseta von Angón – La Toba umgibt den Schild im Norden in breiter Front, im Süden entlang dem Río Henares in Form einer breiten Flußterrasse. Nach den die Richtung des Schildes bezeichnenden Ortschaften nennen wir ihn den *Schild von Cendejas – Huérmeces*.

Die Zertalung im östlichen Abschnitt ist überaus energisch. Enge Talzüge, deren Hänge Böschungswinkel von 25—40° aufweisen und deren Sohlen 200 bis 300 m in die umgebende Meseta eingetieft sind, sind die Regel. Lediglich das *Henarestal* zeigt einen anderen Charakter; es ist offen und unsymmetrisch. Es zeigt einen Steilhang entlang dem linken Ufer und einen sanft geböschten, mehrfach gestuften Nordhang. Der Río Henares allein besitzt eine Campiña von größerer Ausdehnung. Dem Henarestal folgen seit altersher die wichtigen Straßen gegen Osten und Nordosten, heute die Bahn Madrid – Zaragoza – Barcelona. In ihm liegen die alten, auch heute noch bedeutenden Städte: Alcalá de Henares, Guadalajara, Jadraque und Sigüenza.

Die Landschaft des östlichen Abschnitts erscheint aus einer Unzahl unregelmäßiger Klötze zusammengesetzt, die oben ein mehr oder minder ausgedehntes Plateau (páramo, llano oder alto) tragen. In der Ferne summieren sich diese páramos oder llanos zu einer einheitlichen Kulisse, zur Meseta. Diesen landschaftlichen Charakter repräsentiert die Landschaft zwischen Henares und Tajo, die auch das Volk mit einer besonderen Bezeichnung „*La Alcarria*“ belegt. Die Höhe der von der Alcarria getragenen Meseta ist höher als die der Meseta von Angón – La Toba – Cogolludo – Viñuelas, wie man dies entlang dem Río Henares verfolgen kann, wo sie meist die Oberkante des linken Talhangs bildet. Bei Mirabueno liegt die Meseta der Alcarria in 1060/1080 m, bei Guadalajara in 950 m, bei Alcalá de Henares in 820 m. Außer dieser Ost-West-Abdachung stellen wir auch eine Nord-Süd-Abdachung fest. Die Resultante daraus ist eine allgemeine Südwestabdachung, der die Flüsse Henares, Tajuña und Tajo zu folgen scheinen.

Überschreitet man den Río Tajo gegen Süden, so ist der Formenschatz der Meseta bald ein ganz anderer: weite Ebenheiten (llanuras), in die sich nur sanft geböschte, unbestimmte Talungen hineinlegen. Dies ist die „*La Mancha*", die der Spanier streng von der oben beschriebenen, so stark zerfurchten Alcarria scheidet. In diesem Zusammenhang ist nicht uninteressant die Höhenlage der La Mancha, die nur 600—700 m beträgt!

Die bis 1100 m Höhe erreichende, Nordsüd gerichtete *Sierra de Altomira*, ein nur wenige Kilometer breiter, aber mehr als 40 km langer Höhenzug, unterbricht die Meseta der östlichen Alcarria. Erst südlich des Tajo, bei Sayatón etwa, erhebt sich der Höhenzug über das Niveau der Meseta hinaus, die hier unmittelbar westlich davon in 900—850 m Höhe liegt und gegen Süden glatt in die La Mancha hineinzieht. Auch von Osten her hat man den Eindruck einer Sierra, da entlang dem Ostrand eine 700—800 m hochgelegene, breite Campiñazone verläuft, die östlich von 1000—1100 m hoch gelegenen Páramos in der Vorlage der Hesperischen Ketten begrenzt wird. Das Tajotal verläuft zwischen Alocen und Bolarque ein gutes Stück in Nord-Süd-Richtung entlang dem Ostrand der Sierra de Altomira, um diese schließlich in einem sehr engen Steiltal zu passieren und um danach wieder die Nordost-Südwest-Richtung aufzunehmen.

Drei größere, Nordsüd gerichtete Flüsse: Jarama, Manzanares und Guadarrama sind bestimmend für den westlichen Abschnitt der südlichen Vorlage. Die Täler dieser Flüsse sind unsymmetrisch. Die linken, also die östlichen Talhänge sind etwas steiler und ungegliederter als die westlichen Talhänge, die sanfter geböscht und terrassiert sind. Diese Tatsache steht einmal im Gegensatz zu der Beobachtung am mittleren Jarama und zu der am unteren Río Alberche, deren Talprofile gleichfalls unsymmetrisch sind, aber im umgekehrten Sinne. Zwischen diese Talzüge schwingen sich drei Nordsüd gestreckte, breitausladende Hochflächen auf, die im Formenschatz stark an die Meseta von Angón–La Toba–Cogolludo–Viñuelas erinnern. Eine vierte, aber bereits stark aufgelöste Hochfläche schließt sich an die mittlere südlich, zwischen Río Guadarrama und unterem Jarama an. Entsprechend dem Gesamthabitus fassen wir auch diese vier Hochflächenstücke zusammen und benennen sie nach den beiden Orten, von denen man einen besonders eindrucksvollen Überblick gewinnt, die *Meseta von Fuencarral–Navalcarnero*. Die Höhe dieser Meseta schwankt zwischen 760—630 m. Die Abdachung gegen Süden ist schwächer als die gegen Westen, so daß die Resultante daraus eine allgemeine Abdachung gegen Westsüdwest ist, der jedoch nur der Río Alberche in seinem Unterlauf folgt. Der Abstand zwischen Talsohle und Hochfläche ist hier geringer als im Osten beispielsweise in der Alcarria; er erreicht hier im Maximum 200 m.

Gegen Süden entwickeln sich die Terrassen der westlichen Flüsse, einschließlich der des Río Jarama, zu breiten Campiñas. Die der Flüsse Jarama, Henares und Manzanares vereinigen sich um Madrid zu der überaus weiten, 620—640 m hohen *Campiña von Madrid*, die meist von Getreide- und Weinfeldern eingenommen wird und die noch einige, oft von Burgen gekrönte Kegelberge um 50—100 m überragen: Cerro de Almódovar 726 m, bei Vallécas; Cerro de los Angeles, 670 m usw. Diese Campiña von Madrid folgt dem Lauf des Jarama, wird aber zunächst von Hochflächen rechts und links eingeengt, um erst kurz vor der Einmündung des Jarama in den Tajo bei Aranjuez, namentlich auf

der rechten Talseite, wieder größere Ausdehnung zu gewinnen. Sie vereinigt sich mit der *Campiña des Tajo*, dessen Talprofil westlich von Aranjuez gleichfalls unsymmetrisch ist. Ähnlich wie beim Henarestal begleitet den Río Tajo auf der Nordseite eine viele Kilometer breite, hier 500—550 m hoch gelegene Campiña (Prof. 5), die sich westlich von Talavera de la Reina mit der des Río Alberche vereinigt.

Bisher haben wir nur den mittleren und südlichen Teil des westlichen Abschnitts ins Auge gefaßt, der durch eine Höhenlage unter der 800-m-Jsohypse charakterisiert ist. Den nördlichen Teil mit Höhen über 850 m trennt eine Südwest-Nordost streichende Stufe von den Hochflächen des südlichen Vorlandes.

Diese nördliche Zone, die sich unmittelbar vor den Sierraabfall legt, ist durch 900—1050 m hoch gelegene Ebenheiten von Mesetacharakter gekennzeichnet. Ihre Breite schwankt infolge Einbuchtungen in den Sierrakörper ganz beträchtlich (bei Zarzalejo z. B. 4—5 km, zwischen Torrelodones–Cercedilla etwa 20 bis 25 km). Diese Zone trennt sich gegen Westen immer schärfer von den Hochflächen der übrigen südlichen Vorlage. Bei Torrelaguna beträgt die Stufenhöhe kaum 50 m, bei Torrelodones bereits 100—150 m, bei Escalona 300 und mehr Meter. Dies erklärt sich daraus, daß die eigentliche neukastilische Mesetahochfläche gegen Westen abdacht, während die nördliche Zone ihre Höhenlage beibehält. Da letztere sich also scharf absondert, möchten wir sie als die *neukastilische Rampe* bezeichnen, welche Bezeichnung deren orographische und morphographische Erscheinungsweise gut wiedergibt. Streng genommen fallen auch die als Buchten bezeichneten Mesetaeinbuchtungen im Osten bei Tamajón und Hiendelaencina unter diesen Begriff. Aber die Aussonderung hat dort keine orographischen noch morphographischen Gründe für sich, da dort ein glatter Übergang von Rampenland zur Meseta festgestellt werden kann. Diese Tatsache, das sei hier nur kurz angedeutet, ist für die morphologische Fragestellung allerdings von allergrößter Bedeutung. — Die erwähnte Stufe wird von den Flüssen in engen, schnellenreichen Tälern, die heute bereits alle zur Erzeugung von elektrischer Kraft und zur Bewässerung aufgestaut werden, durcheilt. Bald oberhalb jedoch zeigen die Flüsse alsbald ausgeglichenes Gefälle und flache, wannenartige Talungen, deren Böschung selten 5—8° überschreitet. Erst am Sierraabfall versteilen sich die Flußkurven und verengen sich die Täler (siehe Profile 7—9). Nach orographischen Merkmalen läßt sich die neukastilische Rampe in folgende Abschnitte aufgliedern:

Rampe von San Martín de Valdeiglesias

Deren Zertalung ist bereits sehr stark fortgeschritten, da sie sowohl von Norden vom Río Tiétar als auch von Osten und Süden her vom Río Alberche her erfolgt. Drei Ebenheiten in etwa 840, 900 und 1000 m lassen sich erkennen, von denen die 900-m-Ebenheit die größte landschaftliche Bedeutung gewinnt, während die 1000-m-Ebenheit bereits stark aufgelöst ist; diese ist namentlich in der Umgebung des ihr aufgesetzten, bis 1366 m hohen, Nordost-Südwest streichenden Höhenzuges der Sierra de San Vicente erhalten. Nördlich des Ortes San Martín de Valdeiglesias buchten diese Ebenheiten ein Stück in den Sierrakörper ein und setzen sich dann in Gestalt breiter, von Äckern eingenommener Terrassen entlang den Flüssen Alberche, Cofio usw. fort, die sich landschaft-

lich scharf von den mit ausgedehnten Waldungen (Pinares) bedeckten Bergen und Riedeln, die sie umgeben bzw. zwischen die sie hineinziehen, abheben.

Rampe von San Lorenzo–Villalba–Cercedilla

Dieser Abschnitt wird im Osten, östlich des Río Guadarrama, durch einen bis 1400 m hohen Rückenzug (Jarahonda 1342 m, Cabeza Mediana 1331 m, Estepa 1404 m) begrenzt. Auf ihr liegen die bekannten Orte San Lorenzo mit dem Escorial, der Straßen- und Bahnknoten Collado Villalba, die bekannte Madrider Sommerfrische Cercedilla. Vorherrschend ist eine 900-m-Ebenheit, die gegen Norden, also gebirgswärts, langsam ansteigt. Flache Buckel überragen diese Fläche bis zu 100 m. Diese Buckel sitzen meist den lokalen Wasserscheiden auf. In der Nähe des Gebirgsabfalles flachen die Buckel oben immer mehr ab zu richtigen Flächenstücken. Das Ganze macht den Eindruck einer aus flachen, Nord-Süd gerichteten Wannen zusammengesetzten Landschaft.

Rampe von Colmenarviejo–Cabrera–Buitrago

Vom 1423 m hohen Pico San Pedro, der sich mit einem durchschnittlichen Böschungswinkel von 15° aus einer ihn allseits umziehenden 1000-m-Ebenheit frei aufschwingt, hat man wohl den eindrucksvollsten Überblick über diesen Abschnitt. Gegen Westen springt die West-Ost gerichtete, breite Talung des Río Manzanares bzw. Río Navacerrada in die Augen, die im Norden vom Steilabfall der Cuerda Larga und im Süden von dem bis 1404 m hohen breitausladenden Rücken des Estepar flankiert und gegen Westen durch einen 1300—1400 m hohen, Nord-Süd gerichteten Rückenzug, der die Wasserscheide zwischen Manzanares und Guadarrama trägt, abgeschlossen wird. Beim näheren Zusehen gliedert sich diese Talung in eine 1000/1060-m-Terrasse und in eine 920/960-m-Terrasse, die oberhalb in einen breiten Talboden ausklingt. Zwischen Manzanares el Real und Chozas de la Sierra, wo sich heute der Stausee befindet, biegt der Río Manzanares in die Nord-Süd-Richtung um und beginnt nunmehr sich energisch einzutiefen. 900- und 1000-m-Terrasse folgen dem Fluß. Auch südlich des Esteparrückens sind beide Niveaus angedeutet und verbinden sich hier mit den Ebenheiten gleicher Höhenlage der Rampe von Villalba, wie man längs der Straße Torrelodones–Colmenarviejo feststellen kann. — Entlang dem Sierrahang setzt sich die 1000-m-Terrasse gegen Osten fort und gewinnt nun größere Ausdehnung. Zwischen Miraflores de la Sierra und dem Pico San Pedro bildet sie die Wasserscheide zwischen Manzanares und Guadalix, einem größeren Nebenfluß des Jarama. Die südliche Fortsetzung dieser die Wasserscheide zwischen den Flüssen Manzanares und Guadalix bildenden Fläche ist der Sockel, dem der Pico San Pedro aufsitzt. Das Rampenland östlich des San Pedro gliedert sich in einen nördlichen und in einen südlichen Abschnitt. Die Trennungslinie wird in etwa durch die Orte Guadalix de la Sierra–Cabanillas de la Sierra markiert. Im südlichen Abschnitt herrscht die 900-m-Ebenheit vor, während im nördlichen die 1000-m-Ebenheit die Vorherrschaft gewinnt. Sierrawärts steigt die 1000-m-Fläche merklich an und bei El Berrueco dringt sie in breiter Front ins Gebirge hinein, um entlang dem mittleren Lozoyatal, das auffälligerweise die Pforte nicht benützt, und namentlich um Buitrago große Ausdehnung zu gewinnen (Tafel XIV Abb. 2). Um Buitrago liegt die 1000-m-Fläche des Vorlandes in 1100 bis 1150 m Höhe, daneben findet sich

Abb. 1. M3-Meseta im Hesperiden Faltenblock

Standpunkt ca. 1250 m westlich von Torralba. Blick gegen Osten auf die Hesperische Meseta, 1200 bis 1230 m (M3-Fläche) mit aufgesetzten, vereinzelten Restbergen. Im Mittelgrund das oberste Jalontal, in dessen Flanken das M2-Niveau in Gestalt breiter Flurterrassen entwickelt ist. In der Mitte des Vordergrundes die Bahnlinie Madrid – Zaragoza mit Station Torralba. Aufnahme J. Schwenzner, Oktober 1933

Abb. 2. M3- und M2-Meseta im Grenzgebiet von Hesperiden Faltenblock, Kastilischem Block und Neukastilischem Becken

Standpunkt Cerro Altillo, 1250 m. Blick gegen Osten. Im Hintergrund die M3-Fläche des Hesperiden Faltenblocks. Im Mittelgrund links und rechts das M2-Niveau über in Blickrichtung einfallende Triasschichten. Der Standpunkt befindet sich auf Silurschichten, die mit jaral (Cistus Macchie) bestanden sind. Aufnahme J. Schwenzner, 15. 9. 31

Abb. 1. Nordabfall der Sierra de Pela

Aufgenommen am Wege Riaza–Estebanvela bei dem Dörfchen Alquité. Standort ca. 1100 m. Blick gegen Osten. Rechts im Hintergrund die Sierra de la Pela (Pico de Grado, 1450—1500 m) mit der M3-Fläche. Links im Hintergrund die M3-Fläche (Hesperiden-Faltenblock) in 1200 bis 1300 m, die an einer Bruchstufe gegen die Sierra de Pela absetzt. Im Vordergrund und im Mittelgrund die beschotterte M2-Fläche der Altkastilischen Rampe.
Aufnahme J. Schwenzner, 6. 4. 30.

Abb. 2. M2-Meseta im Grenzgebiet von Altkastilischem Becken und Hesperiden Faltenblock

Aufgenommen von der Höhe 1108 m südlich von Ligos. Blick gegen Norden. Im Vordergrund über steil aufgerichtete Kreidekalke die abbiegende intratertiäre Rumpffläche. Im Mittelgrund das M1-Niveau, 1020—1050 m. Auf diesem Niveau liegt der Ort Ligos, rechts im Mittelgrund. Vor dieser Ortschaft sieht man den steilen Einschnitt des Rio Pedro, der den Standort umfließt. Im Hintergrund das M2-Niveau, wozu auch der Standort und die páramos, die sich im Mittelgrund über das M1-Niveau erheben, gehören (Meseta von Castillejo–Morcuera). Aufnahme J. Schwenzner, 4. 9. 31

in diese eingelassen eine 1040/1100-m-Fläche. Östlich El Berrueco verschmälert sich die Rampe auf wenige Kilometer. Dieses Stück ist stark zertalt. Die 1000- und 900-m-Ebenheiten treten gegenüber dem 1224—1267-m-Höhenzug des Cerugéa und Cancho de la Cabeza zurück.

Rampe von Valdepeñas de la Sierra

Dieser an Ausdehnung kleinste Abschnitt der neukastilischen Rampe wird im Westen vom Lozoya, im Süden und Südosten vom Jarama und im Norden vom Sierraabfall begrenzt. Im Westen beträgt die Breite 6—7 km (Tafel XVI), im Osten bei Retiendas kaum noch 2 km. Infolge der Nähe so bedeutender Flüsse ist die Zerschneidung bereits stark fortgeschritten. Im Westen längs des Unterlaufes des Lozoya und im Süden entlang dem Jarama treten Ebenheiten zwischen 900 und 930 m in den Vordergrund, sonst herrschen solche von 1000/1050 m vor, die westlich von Valdesotos noch vom Cabeza Gorda (1148 m) und Udillo (1134 m) überragt werden. Weiter gegen Osten und Norden kann man den Übergang dieser Rampe in die Bucht um Tamajón verfolgen.

III. Die östliche oder hesperische Vorlage (Profil 1 und 2)

ist ein kleiner Ausschnitt aus einer Nordwest-Südost gerichteten Einheit, die vom Mittelländischen Meer bei Valencia bis gegen Burgos reicht und die somit das kastilische Hochland vom Ebrobecken und dem Mittelmeer scheidet. Für die Aussonderung dieser Einheit sind zur Hauptsache Merkmale des geologischen Baues maßgebend. Diese Zone führt daher auch ganz verschiedene Bezeichnungen: Montes Ibéricos (Royo y Gomez), Chaïnes Celtibériques (Joly), Östliches Randgebirge (Th. Fischer), Keltiberisches Gebirge (Lotze), Keltiberischer Faltenblock (Stickel).

Durch das Becken von Almazán, dem südöstlichen Ausläufer des altkastilischen, und durch das intramontane Becken von Teruel wird das östliche Randgebirge Th. Fischers in zwei Untereinheiten zerlegt, in die östlichen „Iberischen Ketten" und in die westlichen „Hesperischen Ketten" (Lotze). Letztere enden bereits südlich des Duero bei Berlanga, also im Bereich der östlichen Vorlage des Kastilischen Hauptscheidegebirges. Uns interessieren hier nur die nördlichen Hesperischen Ketten. Die Bezeichnung „Ketten" ist jedoch für diesen Teil ganz unpassend. Orographisch ist dieser Teil durch die Höhenstufe 1000 bis 1400 m gekennzeichnet, morphographisch durch Hochflächen. Die Grenze gegen die südliche Vorlage, also gegen die Alcarria und Mancha stellt eine Linie von Cuenca über Priego – Baídes – Atienza dar. Über diese Linie geht zwar die neukastilische Meseta, hier in einer Höhenlage von rund 1100 m mit ganz sanftem Anstieg gegen Osten glatt hinweg (Taf. III Abb. 2). Jedoch östlich dieser Linie stellen sich bald flache Buckel und Plateaustücke ein, deren absolute Höhe zwischen 1150—1250 m schwankt und die der von Neukastilien heranziehenden Fläche aufsitzen. Und noch weiter östlich schließen sich diese Buckel zu einer sanftwelligen Hochfläche zusammen, während die neukastilische Meseta als breite Terrasse oder als auffällig breiter Talboden sich zwischen die Buckel und Plateaus legt. Diese Verhältnisse überschaut man beispielsweise besonders eindringlich vom 1213 m hohen San Cristobal nördlich von Algora, das auf der neukastilischen, dort 1100 m hohen Meseta liegt und unmittelbar südlich des Río Dulce, einem Nebenfluß des Henares. Das Buckel- und Plateau-

niveau von 1200 m überragen noch vereinzelte Inselberge (Tafel III Abb. 1), z. B. der 1309 m hohe Pico Ministra, südlich von Torralba del Moral, auf der Wasserscheide zwischen Jalón und Henares, d. h. zugleich zwischen Ebro und Tajo [8]. — Südlich der Orte Maranchón – Luzón – Rata, also südlich des oberen Río Tajuña, erheben sich aus der „hesperischen" Mesetahochfläche 1300—1380 m hohe Plateaustücke, die oft so schmal und zugeschärft sind, daß sie stellenweise wirklich Kettencharakter angenommen haben. Südlich des Tajo stellen sich noch größere Höhen (Sierra Alta, 1856 m) ein. Gegen Nordosten und Norden, längs einer Linie von Somaën – Berlanga – Ayllón, also gegen die altkastilische Meseta, stellen wir einen ähnlichen Übergang und Zusammenhang der hesperischen Meseta wie zur neukastilischen fest. — Interessant ist die Anordnung des Flußnetzes, bei dem zwei Richtungen vorherrschen: 1. eine Nordnordwest-Südsüdost- und 2. eine Ostnordost-Westsüdwest-Richtung. Zahlreiche Flüsse (Tajo, Tajuña, Jalón usw.) folgen bald jener, bald dieser Richtung. Beim Austritt aus der hesperischen Hochflächenzone zeigen die Flüsse plötzlich Gefällsversteilung, durch Schnellen besonders hervorgehoben, und enge, schmalsohlige Steiltäler, beispielsweise der Río Henares bei Baídes (Profil 6). Die Talungen im Bereich der hesperischen Meseta sind oberhalb der Schnellen breit und enden in flachen, wannenartigen Hochtalungen, deren Zerschneidung durch die auf Tajo und Jalón bzw. Ebro eingestellten Gewässer bereits stärker fortgeschritten ist als durch die dem Duero tributären. Insofern kommt der Hauptwasserscheide zwischen Duero einerseits, Tajo und Ebro andererseits eine Bedeutung zu.

IV. Die nördliche oder altkastilische Vorlage

gehört den beiden Höhenstufen 700—1000 und 1000—1400 m an, von denen die letztere sich in Gestalt eines, namentlich im Osten bei Sepúlveda, sehr breiten Bandes vor den Sierraabfall legt. Stärker noch als im Bereich der neukastilischen Vorlage treten hier die Hochflächen im Landschaftsbilde hervor. Dies hat seine Ursache einmal in der geringeren Zerschneidung, eine Folge der relativ hoch gelegenen Erosionsbasis (Río Eresma, Sohle bei Coca in 780 m, bei Segovia in 920 m; Río Riaza bei Maderuelo in 900 m, bei Riaza in ca. 1100 m; Río Duero bei San Esteban de Gormaz in 850 m), und zum anderen in der andersgearteten Anordnung des Flußnetzes, die eine Aufgliederung der altkastilischen Vorlage in mehrere Abschnitte ermöglicht.

Eine Linie über die Orte Cuevas de Ayllón – Riaza – Turégano – Hontanares, nördlich von Segovia – Villacastín – Mingorría, nördlich von Avila – Budarros trennt eine breitere, nördliche, zugleich uneinheitlichere Zone von einer schmäleren, sehr einheitlichen, südlichen, der wir die Bezeichnung „altkastilische Rampe" zuerkennen.

Die altkastilische Rampe, die wir bei dem etwa 1100 m hoch gelegenen Dörfchen Villaseca, nordwestlich von Sepúlveda, besonders gut überblicken, wird gegen Norden fast durchweg durch eine 50—100 m hohe absteigende Stufe begrenzt. Die altkastilische Rampe beherrscht eine Hochfläche, die gegen Norden

[8] Von einer wasserscheidenden Sierra de Ministra, die die Verbindung zwischen Hesperischen Ketten und Kastilischem Hauptscheidegebirge orographisch herstellt, kann keine Rede sein. Diese Auffassung findet sich in allen Atlanten und Wandkarten (beispielsweise im Stieler Handatlas).

eine Neigung von ½—1° aufweist, die jedoch am Gebirgsfuß bis zu 3—5° steigen kann. Am Gebirgsfuß liegt die Fläche zwischen 1100—1150 m (z. B. bei Riaza, Pedraza, Ortigosa del Monte, Villacastin, Avila). Gegen Norden dacht sie auf 1050—1100 m ab (Taf. XIV). Das Gefälle beträgt ½—1°, nur in unmittelbarer Nähe des Gebirgsfußes kann es bis auf 3—4° ansteigen. Diese Rampenfläche überragen gelegentlich 50—100 m hohe, meist sanft geböschte Buckel und Rücken, die namentlich die Wasserscheiden und die unmittelbare Gebirgsnähe kennzeichnen. (Diesen Formenschatz überschaut man gut längs der Landstraße Segovia – Torrecaballeros – Pedraza.) Kastenförmige, steil geböschte Berge, deren Form jedoch durch das Baumaterial bedingt sind, erheben sich bei Pedraza aus der Rampenfläche als die einzigen scharf geschnittenen Formen in der sonst gerundeten Formenwelt der altkastilischen Rampe. Flache, breitsohlige Talungen kennzeichnen die Nebentäler und die oberen Talstrecken der Flüßchen. Letztere, die ihre der Abdachung konsequente Laufrichtung innerhalb der Rampe beibehalten, zeigen beim Austritt aus der Rampenzone V-förmige, steilwandige, oft terrassierte Talprofile, deren Eintiefung 100—160 m beträgt.

Die Flüsse Riaza und Duratón gliedern die restliche altkastilische Vorlage in drei, in jeder Beziehung ungleichartige Abschnitte.

Der schmale östliche Abschnitt, die *Meseta von Castillejo – Morcuera* (Tafel IV Abb. 2, Tafel V Abb. 1), wird im Süden durch die hesperische Meseta begrenzt, die hier deutlich gegen diese an dieser Grenzzone 1100—1150 m hoch gelegenen Meseta absetzt, wiewohl wir andererorts namentlich entlang den Flüssen ein breites Eingreifen der tieferen Fläche in die höhere hesperische Meseta feststellen. Gegen Norden dacht diese Meseta auf 1020/1060 m ab und wird hier durch das Duerotal begrenzt, das breite Terrassen begleitet. Der Abdachung entspricht die Entwässerung durch Süd-Nord gerichtete Flüsse und Bäche, die sich hier wegen der Nähe der Haupterosionsbasis (Duero bei San Esteban de Gormaz, 850 m) energisch eingetieft und die Meseta in zahllose Páramos aufgelöst haben. Der Formenschatz dieses Abschnitts erinnert an den der Alcarria der neukastilischen Vorlage.

Der mittlere Abschnitt besteht aus der *Meseta von Sepúlveda – Moral* und der sich südlich daran anschließenden *Campiña von Castillejo de Mesleón – Riaguas*.

Die Meseta von Sepúlveda – Moral steht im Osten zwischen Maderuelo – Montejo de la Vega in unmittelbaren Zusammenhang mit der 1020/1060 m hohen Meseta von Castillejo de Robledo. Im Norden setzt sie mit einer Stufe gegen die altkastilische Meseta ab. Desgleichen setzt sie zwischen Maderuelo und Olmo gegen die Campiña von Castillejo de Mesleón ab. Südlich von Sepúlveda steht sie in Zusammenhang mit der altkastilischen Rampe. Der Duratón quert dieses Verbindungsstück in einem cañonartigen, mäanderreichen Ost-West-Tal. Der Westrand wird vom Río Duratón begleitet. Gegen Norden schwingt sich die Meseta von Sepúlveda sanft gegen Westen zu einer niedrigeren 900—940 m hohen Hochfläche bei Cuéllar ab. Diese Meseta liegt bei Sepúlveda in 1050 m Höhe, steigt gegen Norden sanft an, von einigen Buckeln überragt, und erreicht bis zu 1100 m Höhe. Diese überragt der Nordost-Südwest gestreckte, breite flache Schild des *Monterrubio* (1303 m hoch), der das Zentrum eines Gewässernetzes bildet (Tafel V Abb. 2). Río Duratón und Río Riaza umlaufen diesen Abschnitt in Bogenform.

Altkastilische Rampe, Meseta von Castillejo de Robledo–Morcuera und Meseta von Sepúlveda–Moral schließen eine Ost-West gestreckte Campiña ein, die nach den Orten Castillejo de Mesleón, einem bedeutenden Straßenknoten, und dem Orte Riaguas, an einem Nebenbach des Río Riaza gelegen, benannt sei. Steht man bei einem dieser Orte, so hat man den Eindruck einer allseits geschlossenen Kammer. Die Campiña wird vor allem durch eine 980/1020 m hoch gelegene Ebenheit gebildet, in die sich eine 920/940 m-Ebenheit in Gestalt breiter Talauen hineinlegt. Auf dem Wege Castillejo–Riaguas gelangt man ohne Höhenstufe vom Flußgebiet des Duratón in das des Riazaflusses. Gegen Süden greift die Campiña entlang den zahlreichen Bächen und Flüßchen fingerförmig in die altkastilische Rampe ein. Die 920/940-m-Ebenheit tritt uns längs des Río Duratón zwischen Burgomillodo und S. Miguel de Bernuy wiederum mit Campiñacharakter entgegen (Höhenlage vor Bernuy ca. 880 m), unterhalb Fuentidueña verliert sie den Talbodencharakter und nimmt den einer sehr breiten Terrasse an.

Empfehlenswerte Standorte für die Beobachtung dieser Zusammenhänge sind einmal der Buckel nördlich von Alquité, östlich von Riaza, und zum anderen die Tenne bei dem 1100 m hoch gelegenen Dörfchen Villaseca, nordwestlich von Sepúlveda. Vom letzteren überschaut man auch einen großen Teil des westlichen Abschnitts, der durch die Konvergenz der Flüsse im Raume um Coca–Medina del Campo gekennzeichnet ist. In dieser Konvergenzzone nimmt eine 800—840 m hoch gelegene Ebenheit eine ganz ungewöhnlich große Ausdehnung an. In dem hier zu behandelnden Gebiet ist sie besonders um Coca mit einer Höhenlage von 820/840 m entwickelt, weshalb wir sie *die Campiña von Coca* nennen wollen. Macht sie im Süden von Coca den Eindruck einer geschlossenen Ebenheit, so nimmt sie nördlich von Coca den Charakter einer Summation von niedrigen Riedeln an.

Die Campiña von Coca wird im Süden, Osten und Nordosten von 80—100 m hohen Steilrändern begrenzt. Im Nordosten ist dies der der 900—940 m hoch gelegenen *Meseta von Cuéllar*, im Osten und Süden ist es der der *Meseta von Cantalejo–Sangarcia*, deren Höhenlage zwischen 930—1000 m schwankt. Beide gehen zwischen Hontalvilla–S. Miguel de Bernuy glatt ineinander über. Lediglich im Formenschatz weichen beide voneinander ab. Die Meseta von Cuéllar zeigt denselben Habitus wie die Meseta von Castillejo–Morcuera. Die Meseta von Cantalejo–Sangarcia hingegen wird zwar von zahlreichen Bächen und Flüßchen gequert, die aber nur breite, sanft geböschte Talungen in diese hineingearbeitet haben. Weite Dünengebiete tragen zur Verwischung des Gegensatzes Hochfläche und Talung hier bei. Diese breiten, 880—910 m hoch gelegenen Talungen (z. B. um Escalona oder Cantimpalos) stellen Fortsetzungen der Campiña von Coca dar. Im Osten wird die Meseta von Cantalejo–Sangarcia begrenzt von der Meseta von Sepúlveda, im Süden von der altkastilischen Rampe, in welche die Meseta von Cantalejo eindringt, sich aber bald trichterförmig verengt und dann den Charakter einer Terrasse oder eines Talbodens annimmt. Niedrige Zeugenberge begleiten diese Grenzzonen. Auch im Westen und Nordwesten wird die Meseta von Cantalejo eingeengt, und zwar durch einen breiten, 1100—1000 m hohen Vorsprung der Rampenfläche gegen Norden zwischen den Flüssen Voltaya und Moros. Dieser Sporn endet bei Santa Maria de Nieva, wird jedoch östlich des Río Eresma noch durch einige bis 980 m hohe Gipfel,

die einer 920-m-Fläche aufsitzen (z. B. Pico Carbonero, 963 m), fortgesetzt. Die Meseta von Cantalejo – Sangarcia stellt gleichsam den Boden einer weiten, gegen Nordosten offenen Kammer dar. Von dem Rampenflächenvorsprung, den wir den *Sporn von Santa Maria de Nieva – Jemuño – Labajos* bezeichnen wollen, schauen wir auf eine Hochfläche, deren Höhenlage südlich von Arévalo bei rund 900 m liegt und die in Zusammenhang mit der Meseta von Cuéllar und der von Cantalejo zu bringen ist. Diese Fläche begleitet zu beiden Seiten den Río Adaja und steigt dabei bis auf 980—1000 m an, um dann bei Saornil – Pozánco – Peñalba – Sigeres an einer Stufe gegen die altkastilische Rampe abzusetzen. Das Adajatal begleitet eine breite Campiña von 840/900 m Höhe, ein Vorsprung der Campiña von Coca – Medina del Campo.

V. Zusammenfassung

Vier Niveaus oder Flächen bestimmen wesentlich den Charakter der Großformen. Das höchste Niveau, dessen Höhenlage zwischen 1550—2200 m schwankt, ist auf die Sierra beschränkt. Sein Charakter wird am besten durch die Bezeichnung „*Dachfläche*" zum Ausdruck gebracht. Landschaftlich tritt es uns zur Hauptsache in Gestalt von Gipfelfluren oder von breitausladenden Rücken, nur gelegentlich auch in Gestalt von páramos oder llanos, entgegen. Die restlichen drei Hauptniveaus gruppieren sich um den Sierrakörper; sie treten uns zumeist als ausgedehnte páramos oder llanos oder parameras entgegen. In ihrer Gesamtheit bilden sie die Meseta. Aus diesem Grunde seien sie unter der Bezeichnung „*Mesetaflächen*" hier zusammengefaßt und nach ihrem orographischen Verhalten als M3-, M2-, M1-Fläche unterschieden[9].

Die *M3-Fläche* tritt uns in besonderer Entwicklung im Bereich der östlichen Vorlage („Hesperische Meseta") entgegen; ihre Höhenlage schwankt hier zwischen 1150—1250 m. Westlich von Barahona geht die Hesperische Meseta in die 1400—1500 m hoch gelegenen Hochflächen um Campisábalos über. In dieses Niveau möchten wir auf Grund der orographischen Verhältnisse die Scheitelfläche des breiten Monterrubioschildes sowie die Rücken und Zeugenberge der alt- und der neukastilischen Rampen einordnen. Desgleichen die 1400 bis 1500-m-Fläche, die sich in breiter Entwicklung in der Einwalmung zwischen dem östlichen und dem westlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge vorfindet.

Die M2-Fläche beherrscht die altkastilische Rampe, wo ihre Höhenlage zwischen 1150—1000 m liegt, sie bildet den Sockel des Monterrubio mit gleicher Höhenlage. Diese Sockelfläche setzt sich gegen Osten fort als Vorlage der Hesperischen Meseta, in die sie in breiter Front einbuchtet, um in Form breiter Hochtäler und Mulden zu enden. Im Bereich der neukastilischen Rampe ist dieses Niveau bereits stark aufgelöst, erst gegen Osten gewinnt es an Bedeutung. Bei Tamajón stellten wir es in 1050—1100 m fest, wo es tief in den Gebirgskörper gegen Norden längs des Jarama eindringt. Ein ähnliches Verhalten beobachteten wir längs der Flüsse Lozoya und Bornoba, sowie Cañamares. Das M2-Niveau repräsentieren die zahlreichen páramos der Alcarria. Gegen Osten dringt es in Form von Trogböden in das Gebiet der Hesperischen Ketten bzw. Hesperischen Meseta ein, dort mit einer Höhenlage von 1080—1140 m.

[9] M1 ist das orographisch in der Regel am tiefsten gelegene Niveau, M3 dementsprechend das am höchsten gelegene.

Die M1-Fläche beherrscht die neukastilische Rampe mit einer Höhenlage zwischen 880—950 m. Breite Entwicklung erlangt es nördlich des Río Henares zwischen Alcarria und neukastilischer Rampe, hier in 800—1040 m Höhe: Meseta von Angón – La Toba – Cogolludo – Viñuelas. In seine nördliche und östliche Umrahmung dringt es in Gestalt von mehr oder minder breiten Terrassen ein. Westlich des Río Jarama beherrscht dieses Niveau in einer Höhenlage von 600—750 m die Landschaft: Meseta von Fuencarral – Navalcarnero. — In der nördlichen Vorlage lernten wir dieses Niveau zur Hauptsache nördlich der altkastilischen Rampe kennen: Meseta von Cuéllar (900—930 m), Meseta von Cantalejo – Sangarcia (940—1000 m), Campiña von Castillejo de Mesléon (980 bis 1020 m), Hochflächen östlich und westlich des mittleren Río Adaja (900 bis 1000 m).

II. Die geologischen Grundlagen

a. Das geologische Kartenmaterial

Die Untersuchung der geologischen Verhältnisse nahm ihren Ausgang von der von der Comisiòn del *Mapa Geológico de España* besorgten und vom Instituto Geológico de España im Maßstab *1 : 400 000* verlegten Karte. In Betracht kamen die Blätter Nr. 20 (Palencia), Nr. 27 (Salamanca), Nr. 28 (Madrid), Nr. 29 (Cuenca). Dieses Kartenwerk verzeichnet lediglich die Formationsgrenzen, wobei z. B. unter Trias verschiedene, faziell überaus voneinander abweichende Formationen zusammengefaßt werden. Tektonische Linien sowie fazielle Abwandlungen erfahren keine Berücksichtigung. Namentlich in bezug auf das Verbreitungsbild von Diluvium, Jung- und Alttertiär ist diese Karte als veraltet zu betrachten.

Die auf den verschiedenen Reisen gesammelten Beobachtungen wurden in zwei Karten verzeichnet, von denen die eine die Formationsgrenzen und die fazielle Ausbildung der Formationen, die andere die Tektonik und das dadurch bedingte Fallen und Streichen der Schichten berücksichtigt (Karte 1 und 2). Diese beiden Karten enthalten auch in der Literatur vorgefundene Beobachtungen.

Eine wichtige Stütze und Kontrolle bot die der 1930 herausgekommenen Arbeit von E. Schroeder beigegebene Karte des Grenzgebietes von Guadarrama und Hesperischen Ketten im Maßstab 1 : 250 000. Dieser Kartierung kann ich zustimmen; lediglich in bezug auf die Kartierung des Jungtertiärs im Bereich der östlichen Sierra (Gebiet um Hiendelaencina, Gebiet um Vado und Tamajón) kommt die vorliegende Untersuchung zu einer abweichenden Auffassung.

Eine weitere Stütze boten fernerhin einmal die drei Kartenblätter der in Angriff genommenen *Mapa Geológico de España, 1 : 50 000:* Nr. 560 (Alcalá de Henares), Nr. 559 (Madrid) und Nr. 460 (Hiendelaencina), die von vorzüglich illustrierten Erläuterungen begleitet sind, zum anderen die der Arbeit von Fr. Hernández-Pacheco (1930, c.) beigegebene geologische Karte des Gebietes des Canal de Isabel II (Gebiet um Torrelaguna) im Maßstab 1 : 100 000.

b. Das Baumaterial und die stratigraphischen Stockwerke

(Hierzu Karte 1)

Schichtet man die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Formationen zu einem Normal-Formationsgebäude auf, so stellt man im Aufriß vier, durch Einebnungsflächen scharf voneinander geschiedene Stockwerke von ganz verschiedener Mächtigkeit fest.

Das tiefste und zugleich mächtigste Stockwerk ist ein Sockel, ein *Unterbau* aus varistisch gefalteten, kambrischen, silurischen und, untergeordnet, unterdevonischen Schiefern, Quarziten und Grauwacken. In diese Nord-Süd bis Nordnordwest-Südsüdost streichende Schichten sind eingelagert gewaltige Eruptivgesteinsmassen, namentlich Granite. Durch diese wurden die vorhin genannten Sedimentgesteine auf weite Strecken kontaktmetamorph verändert, in Gneise mannigfacher Ausbildung verwandelt und zugleich das ursprüngliche Streichen dabei umgelenkt. Gneise herrschen in manchen Gebieten ausschließlich vor, nur gelegentlich findet sich noch darin eine Quarzit-, Phyllit- oder Marmorzone. Andererorts finden sich ausschließlich Granite. Letztere werden von Macpherson (1883, S. 344 ff.) und seiner Schule als Ausdruck der karbonischen Gebirgsbildung angesehen, die Gneise und die anderen kristallinen Gesteine hingegen als präkambrisch (!) angesprochen. Hierfür wird vor allem das von den sonstigen paläozoischen Schichten abweichende Streichen und Fallen der Gneise angeführt. Neuerdings haben sich mit diesem Fragenkomplex zwei Forscher befaßt. Carandell (1928), der die Marmorvorkommen (calizas cristallinas) im Gneis zwischen Sierra de Gredos und Sierra de Guadarrama untersuchte, glaubt die Ansicht von Macpherson bestätigen zu müssen. Lotze (1929) untersuchte die Gneise um Hiendelaencina, die dort allseits von silurischen Schiefern und Quarziten eingefaßt werden, und konnte nachweisen, daß diese Gneise kontaktmetamorphen Ursprungs sind und daß sie ihren Ursprung den während bzw. kurz nach der varistischen Gebirgsbildung emporgepreßten Granitmassen verdanken. Meine Beobachtungen bestätigen die von Lotze beobachteten Übergangsstadien nicht nur für das Gebiet um Hiendelaencina, sondern auch für das Gebiet um Buitrago – Prádena – Colmenar de la Sierra. Innerhalb des Gebietes mit vorherrschender Gneisverbreitung wurden außerordentlich häufig mehr oder minder große Zonen stark metamorphisierter Quarzite, Grauwacken und Phyllite beobachtet, deren Streichen ein nord-südliches ist. In nicht allzu großer Entfernung beobachtet man dann dieselben Gesteine mit West-Ost- oder Nordost-Südwest-Streichen. Dieser plötzliche Wechsel in der Streichrichtung war Macpherson keineswegs entgangen, doch hielt er das West-Ost-Streichen für das Primäre, das durch eine vielleicht kaledonische Orogenese bedingt sei, wogegen er das Nord-Süd-Streichen für lokale, durch spätere Tektonik bedingte Ausnahmen hält. Dieser Auffassung haben sich auch jüngst noch namhafte Geologen angeschlossen, z. B. Staub (1926). Die Auffassung Macphersons scheint m. E. als die am wenigsten mit der Geländebeobachtung in Einklang stehende.

Auf dem prätriadisch eingerumpften Unterbau lagert ein bis 2500 m mächtig werdender *Oberbau* [10] aus mesozoischen und tertiären Formationen, der die drei höheren Stockwerke umfaßt.

[10] In den Karten 1 und 2 und in Fig. 3 wurden der Übersichtlichkeit wegen aus

Das zweite Stockwerk mit einer Mächtigkeit bis zu 500 m besteht aus Buntsandstein, Keuper und Muschelkalk in germanischer Fazies (grobbankige Konglomerate und Sandsteine, dünnbankige Letten, Tone und Gipse, Kalkmergel und Kalksandsteine) und Carñiolas [11] und Lias in mariner Fazies (massige, sehr häufig sandige, dolomitische Kalke und Kalkmergel). Diese Schichten zeigen eine schwache Faltung, die wohl der laramischen Phase Stilles zuzurechnen ist. Die Falten werden von einer Einebnungsfläche geschnitten, die zugleich eine Transgressionsfläche darstellt.

Obere Kreide und Alttertiär bauen das dritte Stockwerk auf, das eine Mächtigkeit von 1000 m erlangen kann. In der Formationsfolge stellen wir also einen bedeutenden Hiatus fest. Weiter im Osten, im Bereich der Iberischen Ketten, finden sich jedoch Mittlerer und Oberer Jura, sowie Untere Kreide (Wealden) als Bindeglieder. Der Wealden zeigt dort eine ähnliche Beschaffenheit wie der Buntsandstein, mit dem er oft verwechselt wurde. Wealden wie Buntsandstein dürften in kausalem Zusammenhang mit weitgehenden Einrumpfungen stehen. Auf weiße, braune und rote Sande und Tone [12] folgen fossilreiche (namentlich Austern), dünngebankte Mergelkalke und Kalke des Cenoman und darauf massige Kalke, mitunter stark sandig, denen Ormaza und Targhetta (1928, Erl. geol. Blatt Hiendalaencina) und Schroeder (1930, S. 143) senones bis turones Alter zuerkennen. Im Gegensatz zu der marinen Fazies der oberen Kreide zeigt das Alttertiär im Bereich des Untersuchungsgebiets kontinentale Fazies: lockere Konglomerate, deren Bindemittel meist ein kalkiger Zement ist, lockere Mergel, kalkige Sandsteine, Gipsmergel, Gipse, schwammig-poröse, kalkige, sandige Tone und feine Mergelkalke. Bei Toledo (Royo y Gomez, 1929, c. S. 497) und bei Baídes (Schroeder, 1930, S. 148), d. h. im Bereich des Neukastilischen Beckens schließen die alttertiären Schichten auch Fossilien ein, die auf brackische Sedimentationsbedingungen hinweisen. Erreicht die obere Kreide eine durchschnittliche Mächtigkeit von 200—300 m, so ist die des Alttertiärs eine wesentlich größere und zugleich wechselndere. Schroeder (1930, S. 148) stellte im Cañamarestal, nördlich von Jadraque, eine Mächtigkeit von rund 500 m fest. Die Bohrungen bei Alcalá de Henares, die Kindelan und Royo y Gomez in den Erl. z. d. geol. Blatt Alcalá de Henares beschrieben haben, ergaben eine Mächtigkeit des Alttertiärs von über 1000 m. Royo y Gomez (1928, a. S. 30) hält die bei Alcalá erbohrten Schichten auf Grund des Fossilgehaltes für Unteroligozän bis Obereozän (Bartonien bis Sannoisien). Fossilien des Sannoisien fand Schroeder (1930, S. 52) bei Baídes. Für das Neukastilische Becken beschreibt Royo y Gomez (1928, a. S. 32) einen ähnlichen Wechsel der Fazies der alttertiären Schichten von einer grobklastischen Fazies in der Nähe des heutigen Kastilischen Hauptscheidegebirges über feine Sandsteine und

---

Gründen einer klareren Darstellung Stockwerk 2 und 3 zu dem „Oberbau" zusammengefaßt, Stockwerk 4 jedoch als „Jungtertiär" ausgeschieden.

[11] Unter „Carñiolas" verstehen die spanischen Geologen eine Formation mariner Kalke, die sich konkordant auf den Keuper legt. Diese Kalke enthalten Fossilien, die teils für die Trias, teils bereits für den Jura charakteristisch sind. Aus diesem Grunde rechnen sie die Carñiolasformation noch zur Trias. Die Göttinger Geologenschule folgt dieser Einteilung.

[12] Diese Schichten führen in der neueren Literatur die Bezeichnung „Utrillas-Schichten", die C. Hahne, 1930, a. geprägt hat.

Abb. 1. Typische Tallandschaft im Miozän

Blick gegen Norden in das Tal des A. Valdanzuelo, talabwärts. Im Mittelgrund im Talboden die „huerta" und die Äcker des Dorfes Valdanzuelo. Die Talhänge („cuesta") sind mit sehr weitständigem „tomillar" (Thymian-Steppe) bestanden. Die Hochfläche links und rechts (Meseta von Castillejo–Morcuera) wird von dürftigen Äckern und lockerem encina-chaparral, der neben Q. ilex auch Wacholder „jabino" enthält und der als Unterholz in den Lücken tomillo oder jara zeigt, eingenommen. Im Hintergrund in der Mitte beobachtet man das M1-Niveau (Austritt des A. Valdanzuelo in die Campiña des Duero). Aufnahme J. Schwenzner, 5. 9. 31

Abb. 2. M2-Mergel- und Kalk-Meseta. Monterrubio

Aufgenommen am Wege Montejo de la Vega–Fuentelcesped. Standort ca. 1040 m. Blick gegen Süden. Im Vordergrund obermiozäne Schichten, die gegen den Standort flach einfallen (Mergelmeseta). Im Hintergrund Kreidekalke, die gegen das Tal des Rio Riaza (im Mittelgrund) steil einfallen (bis zu 50°). Ganz im Hintergrund der flache Schild des Monterrubio (Trias, 1303 m). Im Hintergrund das M2-Niveau (Kalkmeseta) in 1050—1100 m. Davor rechts und links sowie im Vordergrund das M1-Niveau in ca. 1000 m. Links im Mittelgrund die Hauptterrasse (ca. 940 m). Links im Taleinschnitt die chopos und olmos der Vega von Montejo de la Vega. Aufnahme J. Schwenzner, 6. 9. 31

Campiña des Río Duero

Standort Castillo de San Esteban de Gormaz (Altkastilien). Blick gegen Süden und Südosten in die Campiña des Río Duero. Erklärung gibt Profil der Fig. 7.
Aufnahme J. Schwenzner

Tone bis zu Gipsmergeln im Inneren, die dann bei Toledo von mariner Molasse zwischenlagert werden, wie er auch bei den noch zu behandelnden miozänen Schichten festzustellen ist. Im Altkastilischen Becken fanden 1922 Roman und Royo y Gomez mittellutetische Fossilien. Untereozän konnte bislang noch nicht in Hochspanien nachgewiesen werden. Stets finden wir jedoch konkordante Lagerung zwischen den Schichten der oberen Kreide und des Alttertiärs. Eine ziemlich kräftige Orogenese, die wir wohl der „savischen Phase" Stilles zuzuordnen haben, unterbricht die Sedimentation des Alttertiärs. Diese Gebirgsbildung zeigt einen stark gesteigerten saxonischen Typus und erfaßt ganz besonders die Schichten des dritten Stockwerks, aber auch die der beiden anderen. Sie äußert sich in Nord-Süd bis Nordwest-Südost und in West-Ost bis Südwest-Nordost streichenden Achsen und Mulden, die durch Brüche, steile Flexuren, Aufschiebungen, verbunden mit enger Fältelung der Schichten in der Nähe dieser Scharniere, begrenzt werden.

Diese tektonischen Bewegungsbilder kappt eine intratertiäre (prätortonische) Einebnungsfläche, die geologisch namentlich an der Basis der jungtertiären (miozänen) Schichten nachgewiesen werden kann. Oberoligozäne (aquitanische) und untermiozäne (burdigalische und helvetische) Schichten finden sich in den östlich angrenzenden Gebieten (Ebrobecken, Valencia, Guadalquivirbecken) nach Angaben von Royo y Gomez (1926, a. S. 4). Diese Schichten sind zur Hauptsache marin oder brackisch ausgebildet. Das Helvet zeigt transgressive Lagerung über die übrigen tertiären Schichten (Brinkmann, 1931, S. 23) und zeigt weiterhin eine Verzahnung von mariner und kontinentaler Fazies im Südosten des Neukastilischen Beckens bei Albacete (Royo y Gomez, 1926, a. S. 18). Untermiozänes Alter der Rumpffläche an der Basis der jungtertiären Schichten ist daher in unserem Untersuchungsgebiet wahrscheinlich.

Die bis zu 300 m Mächtigkeit erlangenden obermiozänen (tortonischen, sarmatischen und pontischen) Tone, Kalkkonglomerate, Gipsmergel, Mergelkalke und Seekalke — es handelt sich hierbei also um rein kontinentale Ablagerungen — bauen das jüngste, das vierte Stockwerk auf. Wie die Untersuchung noch zeigen wird und worauf auch schon Royo y Gomez in seinen verschiedenen Arbeiten, sowie Schroeder (1930) bereits hingewiesen haben, wurden auch diese Schichten im Bereich des Untersuchungsgebiets noch von postpontischen Bewegungen erfaßt.

Auf den bisherigen geologischen Karten erscheinen ausgedehnte Verbreitungsgebiete von Diluvium verzeichnet. Dieses Diluvium, dessen Mächtigkeit mit mehr als 200 m festgestellt werden kann, z. B. am Einschnitt des Río de Guadarrama bei Torrelodones oder des Río Manzanares bei Colmenar Viejo am Austritt dieser beiden Flüsse aus dem Unterbau der Sierrazone in die neukastilische Landschaft, setzt sich aus lockeren Gesteinen zusammen, die eine recht bunte Fazies aufweisen. Im wesentlichen können wir zwei Faziesgruppen herausstellen: 1. das graue Diluvium, „diluvium gris"; 2. das rote Diluvium „diluvium rojo" (Tafel I Abb. 1). Das letztere besteht aus ziegelroten Sanden und Tonen mit zahlreichen Quarz- und Quarzitgeröllen, deren Größe gegen das zugehörige Abtragungsgebiet, das aus silurischen und metamorph veränderten altpaläozoischen Sedimentgesteinen aufgebaut ist, zunimmt. Dieses rote Diluvium ist beispielsweise um Riaza und um Tamajón besonders typisch entwickelt. Das graue Diluvium, das um Madrid und um Segovia und Avila aus-

gedehnte Verbreitung zeigt, knüpft an ein Abtragungsgebiet an, das sich aus Graniten und Gneisen aufbaut, und besteht aus lockeren Blocklagen, die mit wachsender Entfernung vom Abtragungsgebiet immer mehr durch grauweiße bis grau-gelb-rötliche Sande, die gelegentlich durch einen kalkigen Zement zu einem lockeren Sandstein verfestigt sind, ersetzt werden und schließlich in feine, sandige Tone mit ähnlicher Farbe übergehen. Mit zunehmender Entfernung vom Abtragungsgebiet stellt sich auch eine Schichtung ein, die durch feine Gerölleinlagen unterstrichen wird. Die älteren Geologen (Prado, Cortazar, Castel, Mallada, Doneyre u. a.) glaubten, daß dieses Diluvium seine Ablagerung Schuttkegeln und Schuttfächern verdanke, deren Entstehung in irgendeinen Zusammenhang mit den Vereisungen des Kastilischen Hauptscheidegebirges zu bringen sei. Von plötzlichen, großen Wassermassen (torrenciales), die die Schuttmassen transportiert haben sollen, ist verschiedentlich die Rede. Auch A. Penck (1894, S. 132) ist der Ansicht, daß es sich hierbei um diluviale Ablagerungen handele und daß beispielsweise der Rücken zwischen Río Guadarrama und Río Manzanares, nördlich von Madrid, einen riesigen Schuttkegel darstelle. Einen glazialen Ursprung lehnt er jedoch ab, da die Vereisung des Kastilischen Hauptscheidegebirges sich auf einige kleine Hängegletscher beschränkt habe. Letztere Ansicht Pencks wird durch die eingehenderen glazialmorphologischen Untersuchungen Schmieders (1915) in der Sierra de Gredos und Obermaiers und Carandells (1926) in der Sierra de Guadarrama und F. Hernández-Pacheco (1925) in der Somosierra bestätigt. Es ergibt sich also eindeutig, daß kein Zusammenhang zwischen den Moränenwällen und dem sog. Diluvium besteht, auch läßt sich einstweilen eine Kombination der Endmoränen mit Flußterrassen, wie sie Panzer (1926) [13] im nordöstlichen Ebrobecken und Stickel (1929) in Nordwestspanien durchführen konnte, hier nicht vornehmen. Die von Prado, Penck (1894, S. 131), Mallada (1911) u. a. als Beweis des diluvialen Alters der oben beschriebenen roten und grauen Ablagerungen aufgeführten Fossilfunde (Bos, Equus, Cervus elaphus usw.) und prähistorische Geräte (achéléen, chéléen, mustérien) sind nicht stichhaltig, da diese Funde auf die Flußterrassen beschränkt sind. Eine ausführliche Aufzählung und Beschreibung dieser Funde verdanken wir Barradas (1926) und Ed. Hernández-Pacheco (1927). Die bisher von Ed. und Fr. Hernández-Pacheco, Aranegui, Royo y Gomez angestellten Flußterrassenuntersuchungen, namentlich in Neukastilien, führten bereits zur Annahme eines größeren Alters des angeblichen „diluvium rojo und diluvium gris". Während Ed. und Fr. Hernández-Pacheco diese Ablagerungen, die sie für Pliozän halten (Ed. Hernández-Pacheco, 1928 und 1929; Fr. Hernández-Pacheco, 1930, c.), streng von den miozänen Ablagerungen trennen, spricht Royo y Gomez (1926) diese als erster für die detritische Fazies des Miozäns an und stützt sich dabei einmal auf fazielle, allmähliche Übergänge und zum anderen auf Fossilfunde in den grauen Sanden und Tonen nördlich von Madrid (1929, a.). Lediglich den relativ dünnen Schotterdecken der Hochflächen, denen für die morphologische Analyse, wie noch zu zeigen sein wird, eine ganz besondere Bedeutung zukommt, spricht er ein pliozänes bis altdiluviales Alter zu. Meine Untersuchung kann dieser Auffassung der faziellen Übergänge des Miozäns von einer detritischen Randfazies zu einer

[13] Wolfgang Panzer, Talentwicklung und Eiszeitklima im nordöstlichen Spanien, Frankfurt 1926, Senkenberg. Naturhist. Ges.

feinen, durch chemische Ablagerungen (Salze) gekennzeichneten Binnenfazies zustimmen, und zwar auf Grund einer Reihe von hindurchgelegten Profilen. Besonders eindrucksvoll ist das Studium dieser Faziesübergänge in Altkastilien längs der Profilstrecken: a) Ligos–Torraño–Cenegro, b) Negredo–Valvieja–Riaguas–Maderuelo, c) Segovia–Escalona–Aguilafuente–Hontalvilla, und in Neukastilien längs der Profilstrecken: a) Veguillas–Membrillera–Carrascosa (Tafel I Abb. 1), b) Torrelaguna bzw. Alpedrete de la Sierra–Uceda–Viñuelas–Usanos–Guadalajara. — Zu einer ähnlichen Auffassung kommt die Göttinger Geologenschule: Lotze (1928 und 1929), Schroeder (1930). Bereits Doneyre (1879), in seiner geologischen Beschreibung der Provinz Avila, kam zu einer Trennung des angeblichen Diluviums in ein „diluvium inferior" und in ein „diluvium superior". Letzteres ist nur geringmächtig und besteht zumeist aus Sanden und Schottern. Ersteres hingegen erlangt größere Mächtigkeit und besteht häufig aus lockeren Kalksandsteinen und Konglomeraten mit kalkigem Zement. An den Anlagerungszonen gegen die älteren Formationen zeigt es sehr häufig Störungen, wie steileres, oft sogar gegen die Anlagerungszone gerichtetes Einfallen.

In unseren heutigen Steppen- und Wüstenlandschaften finden sich ähnliche Faziesübergänge von einer klastischen Randfazies in Nähe der Abtragungsgebiete zu einer überaus feinkörnigen, durch Gips- und Salzgehalt ausgezeichneten Binnenfazies im Zentrum der Aufschüttungsgebiete, wie oben für das zentralspanische Miozän beschrieben. Zahlreiche Forschungsreisende haben sie in Ost- und Nordafrika und in Nord- und Südamerika studiert. Verwiesen sei vor allem auf die Arbeiten Passarges [14], Behrmanns (1932), Bernards [15], E. Kaisers [16], Waibels [17], Mortensens [18]. Bereits Ed. Hernández-Pacheco (1914, b.) kam auf Grund des Studiums des fossilen Inhaltes und der faziellen Ausbildung der Binnenfazies des Miozäns Kastiliens zu der Ansicht, daß es sich hierbei um Ablagerungen in Trockengebieten handelt. Nach Ansicht dieses Forschers ist das Klima, unter dem die Ablagerung der miozänen Schichten Kastiliens erfolgte, mit dem unserer heutigen tropischen und subtropischen Trockengebiete zu vergleichen.

Pliozäne Ablagerungen treten uns in Gestalt von Schuttfächern und Schotterdecken geringerer Mächtigkeit entgegen, diluviale Ablagerungen in Gestalt von Terrassenschottern. Diese Ablagerungen, die in der Regel den Ackerbau begünstigen, erfahren im Zusammenhang mit der morphologischen Analyse eine eingehende Betrachtung.

Eine für die Flächenmorphologie untergeordnete Bedeutung spielen glaziale Bildungen (Moränen, Hangschutt), sowie äolische Bildungen. Bei den letzteren handelt es sich um Dünen, die sich in der altkastilischen Vorlage des Kastilischen Hauptscheidegebirges im Bereich der Meseta von Cantalejo und von

[14] Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens, Verh. des 17. Deutschen Geographentages zu Lübeck, 1909, Berlin 1910.
[15] Erl. zum Atlas d'Algérie et de Tunesie, Alger 1928.
[16] Die Diamantenwüste Südwestafrikas, Berlin 1926.
[17] Die Inselberglandschaft von Arizona und Sonora, Sonderband Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, Hundertjahrfeier 1928, S. 68—91.
[18] Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste, Berlin 1927, Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-Phys. Kl. Neue Folge.

Cuéllar sowie im Bereich der Campiña von Coca finden (Fr. Hernández-Pacheco, 1923). Die Dünengebiete sind heute mit Fichtenwald bestanden (P. pinea und P. pinaster), der teils der Harzgewinnung, teils der Gewinnung von Bauholz dient (Tischlergewerbe von Cantalejo). — Auf den Mesetahochflächen Neukastiliens findet sich ein lößähnlicher Staub von graugelber Beschaffenheit in der Meseta von Viñuelas, wo er auch pliozäne Schotterdecken überlagert, und von roter Farbe auf den Páramokalkhochflächen. In dieser lößähnlichen Bildung finden sich gelegentlich feine Quarzkörner. Diese Bildung, die einen fruchtbaren Boden für Getreideäcker abgibt, dürfte bei der Verwitterung der Páramokalke und Kalkmergel entstanden sein, wobei durch den Wind eine Umlagerung erfolgte. Barradas (1926) beschrieb als erster diese lößähnliche Bildung für das Gebiet um Madrid.

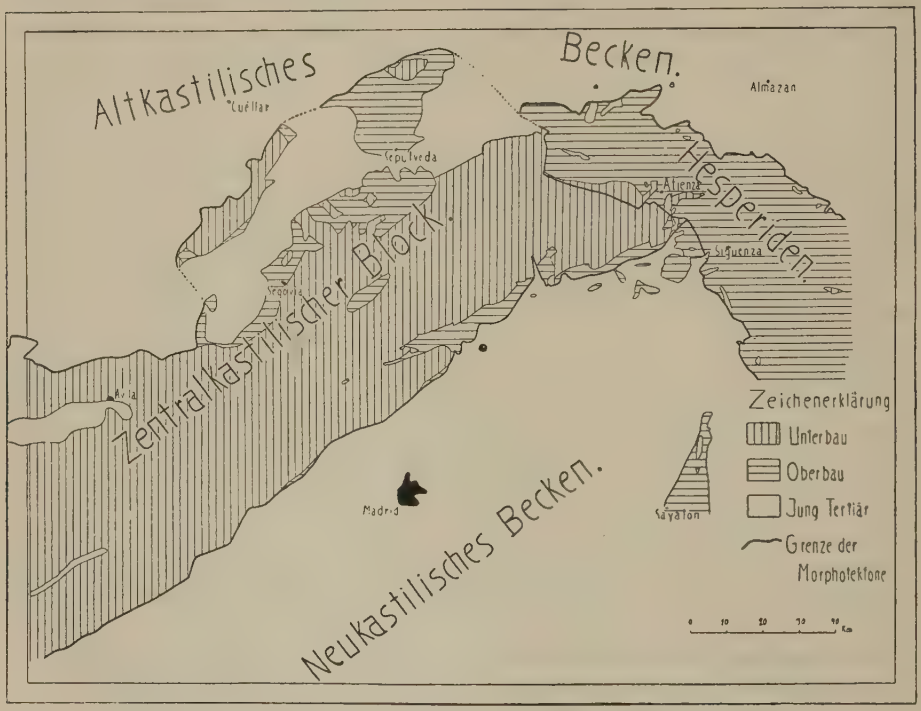


Fig. 3. Karte der morphotektonischen Großeinheiten

c. Die geotektonischen und die morphotektonischen Einheiten

Die älteste, für diese Untersuchung in Betracht kommende geotektonische Einheit ist die „*Iberische Grundgebirgsmasse*", die durch die Gesteine des Unterbaues, des tiefsten Stockwerks dargestellt wird. Ihre Einheitlichkeit verdankt sie der variscischen, alpinotypen Faltung, die den Schichten ein Nord-Süd- bis Nordwest-Südost-Generalstreichen und durchweg sehr steiles Einfallen gegen Osten bzw. Westen verliehen hat. Bereits im Oberkarbon muß die Iberische Grundgebirgsmasse weitgehend eingeebnet und durch Nordost-Südwest und

Nordwest-Südost streichende Störungen in mehrere Großschollen zerlegt worden sein. Hierfür sprechen u. a. die Vorkommen von Oberkarbon in der Nähe solcher Störungen auf den abgesunkenen Schollen, z. B. die Oberkarbonvorkommen am Südfuß der Somosierra bei Valdesotos und Retiendas, westlich von Tamajón. Dort überlagern dunkle Konglomerate, schwarze, weiche Schiefertone, Sandsteine, von überaus dünnen Kohlenflözchen zwischenlagert, die silurischen Schichten in deutlicher, sehr scharfer Diskordanz (Cossio, 1920). Das Oberkarbon, das genau entgegengesetztes Einfallen zu den liegenden Schichten zeigt, wird seinerseits von der Trias diskordant überlagert. Diese postherzynischen Störungen sind unzweifelhaft wichtig für die Verteilung der geologischen Formationen. Einen direkten Einfluß auf die heutige Oberflächengestaltung des Kastilischen Hauptscheidegebirges, wie dies Ed. Hernández-Pacheco (1923) sehen möchte, können wir diesen Störungen, namentlich auch aus rein geologischen Gründen, nicht zuerkennen. An der Wende von Paläozoikum und Mesozoikum war die Iberische Grundgebirgsmasse erneut weitgehend eingerumpft. Zu Beginn des Buntsandsteins zerlegen epirogenetische Bewegungen die Iberische Grundgebirgsmasse endgültig in eine Reihe neuer geotektonischer Einheiten, von denen uns hier lediglich zwei interessieren: 1. die Kastilische Masse und 2. die Keltiberische Geosynklinale, die im Osten von der Aragonischen Masse begrenzt wurde.

Die *Keltiberische Geosynklinale* [19] umfaßt ungefähr das Gebiet der Keltiberischen Ketten. In ihr wurden die mesozoischen Formationen (Stockwerk 2) mit besonderer Mächtigkeit und zur Hauptsache in mariner Fazies sedimentiert. Eine eingehende entwicklungsgeschichtliche Studie dieser Zone verdanken wir Richter und Teichmüller (1933), auf die hier verwiesen sei.

Die *Kastilische Masse* umfaßte das Kantabrische Gebirge, das Altkastilische Becken, das Kastilische Hauptscheidegebirge, das Neukastilische Becken und die Sierra Morena. Gegen die Keltiberische Geosynklinale wird sie ungefähr durch die Linie über die Orte Potés – Monterrubio – Atienza – Atazar de San Juan – Alcaraz begrenzt. Noch heute wird der Bereich der ehemaligen Kastilischen Masse durch das Vorherrschen paläozoischer und kristalliner Gesteine gekennzeichnet, während die mesozoischen Schichten östlich der obenerwähnten Linie vorherrschen. Wohl finden sich entlang dem Ostrande der Kastilischen Masse mesozoische Ablagerungen, jedoch ist deren primäre Mächtigkeit bereits sehr gering. Lediglich die cenomane Transgression, von Osten herkommend, vermochte den größten Teil der Kastilischen Masse einzudecken, aber auch die Kreideschichten dünnen gegen Westen allmählich aus, wobei die Fazies gleichzeitig zunehmend kontinentalere Einflüsse zeigt. Im Bereich der heutigen Somosierra und Sierra de Pela, sowie des Monterrubio schob sich während des Mesozoikums, wenn wir von dem Kreidemeer absehen, ein flacher Schild spornartig gegen die Keltiberische Geosynklinale vor, die nördlich und südlich, also gegen den Bereich der heutigen Alt und Neukastilischen Becken ein Stück gegen Westen vordrang. Diese paläogeographischen Verhältnisse studierte Schroeder (1930), auf dessen treffliche Arbeit verwiesen sei.

Nach Ablagerung der Oberkreide zog sich das Meer wohl infolge epirogene-

[19] Von Richter und Teichmüller in der 1933 erschienenen Arbeit „Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten", Beitr. z. Geol. d. Westl. Mediterrangebiete herausgeg. von H. Stille, Heft Nr. 9: „Keltiberischer Trog", genannt.

tischer Bewegungen zurück. Im Bereich des heutigen Kastilischen Hauptscheidegebirges bildete sich eine Geoantiklinale [20], an die sich nördlich und südlich Sedimentationströge — also im Bereich des heutigen Alt- bzw. Neukastilischen Beckens — anschlossen. Nach den Mächtigkeitsverhältnissen des Alttertiärs zu urteilen, zeigen diese fast stärkeren Geosynklinalcharakter als die Keltiberische Geosynklinale, mit der sie in Zusammenhang standen. Diese epirogenen Bewegungen werden durch eine energische, überaus starke Orogenese, deren Charakter bereits auf S. 33 beschrieben wurde, abgeschlossen.

Diese intratertiäre Orogenese preßte die Keltiberische Geosynklinale zu Nordost-Südwest verlaufenden Achsen- und Muldenzügen aus. Dieser Richtung folgen auch die Störungslinien (Brüche, Flexuren, Aufschiebungen). Die Achsen- und Muldenlinien zeigen ein Auf und Ab. Dies ist der Ausdruck nahezu senkrecht dazu verlaufender Querstörungen. Zugleich spaltete sich die Keltiberische Geosynklinale auf [21] in einen Ostzweig („Iberiden" Lotzes), aus dem später die Iberischen Ketten entstanden, und in einen Westzweig („Hesperiden" Lotzes), aus dem sich die Hesperischen Ketten entwickelt haben. Dieser Westzweig, dessen späteres morphotektonisches Verhalten am besten die Bezeichnung *Hesperiden-Faltenblock* wiedergibt, wurde damals geologisch mit jener Hebungszone verschweißt, aus der das heutige Kastilische Hauptscheidegebirge entstand und die ich unter Berücksichtigung des tektonischen Verhaltens dieser Zone als *Kastilischen Block* bezeichnen möchte. Ein Stück der Kastilischen Masse und ein Stück der diese ehemals östlich begrenzenden Keltiberischen Geosynklinale werden nun zu einer neuen tektonischen, und zwar auch morphotektonischen, Einheit höherer Ordnung, die sich durch Hebungstendenz gegenüber den nördlich und südlich angrenzenden Zonen auszeichnet, die sinkende Tendenz zeigen und die aber gleichfalls sowohl Teile der Kastilischen Masse als auch Teile der Keltiberischen Geosynklinale erfassen.

Im Bereich des Kastilischen Blockes äußerte sich diese Orogenese, entsprechend dem starren Unterbau, vorwiegend in Südwest-Nordost verlaufenden Brüchen mit nahezu senkrecht dazu verlaufenden Querstörungen, also in block- bzw. horstartigen Schollenbewegungen. Diese Störungslinien sind zur Hauptsache alter Anlage. Daneben spielen aber auch neu angelegte Sättel und Mulden eine Rolle. Die Muldenzonen im Bereich des Kastilischen Blockes treten in Fig. 3 schön hervor, da sie durch das Vorkommen der Gesteine des Oberbaues, besonders der Kreide und des Alttertiärs, gekennzeichnet sind.

Die Südwest-Nordost streichenden tektonischen Gebilde der Hesperiden treffen im Raume zwischen Ayllón–Algora–Somaën aufeinander, wo sie teils

---

[20] Ed. Hernández-Pacheco (1923) spricht von einer pyrenäischen Orogenese im Bereich des Kastilischen Hauptscheidegebirges, die den zweiten Akt der morphologischen Gebirgswerdung darstelle. Diese Orogenese hält er für postcretazisch und prämitteleozän. Der erste Akt der Gebirgswerdung ist nach Meinung dieses Forschers die postvariscische und prätriadische, vermutlich permische Orogenese. Diese Auffassung dürfte in dieser Form wohl nicht mehr aufrecht erhaltbar sein. Unzweifelhaft wirkten sich diese beiden Orogenesen mit stark epirogenetischem Einschlag im geologischen Bau aus und schufen wichtige tektonische Leitlinien.

[21] Richter und Teichmüller (1933) haben nachweisen können, daß diese Spaltung der Ausdruck einer längeren Entwicklungsperiode ist, die ihren Ausdruck vor allem in den faziellen Verhältnissen gefunden hat.

ineinander einbiegen, teils sich verfilzen oder vergittern. Fig. 3 zeigt, wie die Gesteine des Oberbaues (Stockwerk 2 und 3), die in den Hesperiden vorherrschen, den Kern des Kastilischen Blockes, der durch das Vorwiegen der Gesteine des Unterbaues charakterisiert ist, nördlich und südlich umschlingen.

Eine *intratertiäre Rumpffläche* überzog schließlich die verschiedenen geotektonischen und keimenden morphotektonischen Einheiten und schuf damit eine neue Gleichgewichtsfläche, aus der sich nun die Morphogenese des hier zu untersuchenden Gebietes vollzieht. Stickel (1929) hat als erster die morphologische Bedeutung dieser intratertiären Rumpffläche erkannt und hervorgehoben. Aus dieser heraus entwickeln sich die obengenannten vier morphotektonischen Großeinheiten:

1. zwei Hebungszonen
   a) der Kastilische Block
   b) der Hesperiden-Faltenblock
2. zwei Senkungszonen
   a) das Altkastilische Becken
   b) das Neukastilische Becken

Es handelt sich hierbei um epirogene Gebilde im Sinne Stilles, wiewohl festzustellen ist, daß die Großfaltung mancherorts Störungen aufleben läßt oder sich an bestimmten Zonen zu orogenen Äußerungen verstärkt. In den Senkungszonen (Becken) lagerten sich die obermiozänen Schichten ab.

Zur Zeit des Ponts überspannte erneut — ich nehme hier bereits ein Ergebnis der Untersuchung vorweg — eine Gleichgewichtsfläche weite Gebiete. In pliozäner Zeit macht sich wiederum eine Orogenese bemerkbar, deren Spuren als erster Royo y Gomez (1920) in der Sierra de Altomira (Neukastilien) erkannt und untersucht hat. Diese dürfte wohl der rhodanischen Phase zuzurechnen sein, an Intensität ist sie schwächer als die intratertiäre, an deren Spuren sie sich anschließt und diese beckenwärts erweitert. Daher sind die Grenzzonen der genannten morphotektonischen Einheiten besonders stark beansprucht und durch Aufschiebungen, Stauchungen und Faltung der miozänen Schichten markiert. Im Innern der Becken äußert sich die Orogenese in flachen Wellungen. In den Hebungszonen lebten alte Störungen auf. Eine der Hauptaufgaben der vorliegenden morphologischen Untersuchung ist die Herausarbeitung der Bedeutung dieser Orogenese für die Morphogenese des Untersuchungsgebiets.

Noch im Pont lag das zentralspanische Hochland im Niveau des Meeresspiegels, wie sich dies aus den faziellen Verhältnissen ergibt. Für Neukastilien läßt sich aus denselben Gründen nachweisen, daß während des Obermiozäns die Entwässerung, die heute gegen Westen zum Atlantischen Ozean erfolgt, gegen Osten bzw. Südosten zum Mittelländischen Meer bzw. die Abtragung gegen dort erfolgte [22]. Später erst erfuhr dann das gesamte Spanien eine En-bloc-Heraushebung zu einer Durchschnittshöhe von 500—800 m. Wie sich dies in dem Formenschatz äußert, soll den weiteren Ausführungen vorbehalten bleiben.

[22] Zu dieser Auffassung gelangte auch Royo y Gomez (1929, c. S. 501), der mir 1931 im Anschluß an eine Unterhaltung diese Schrift übergab.

2. HAUPTTEIL

DIE MORPHOLOGISCHE ANALYSE

a. Zur Untersuchungs- und Darstellungsmethode

Im Bereiche des Untersuchungsgebietes konnten nach oro- und morphographischen Merkmalen vier das Landschaftsbild wesentlich mitgestaltende Niveaus herausgestellt und zugleich in ein Dachniveau und in drei Mesetaniveaus gegliedert werden. Die Verbreitung dieser vier Niveaus wurde in Abschnitt I des ersten Hauptteils eingehend verfolgt.

Der geologische Bau wurde in Abschnitt II des ersten Hauptteils betrachtet, wobei die für die morphologische Fragestellung wichtigen stratigraphischen und tektonischen Daten in den Vordergrund gerückt wurden. Vier morphotektonische Großeinheiten, die sich ihrerseits genau wie die oro- und morphographischen Großeinheiten wieder in Untereinheiten zerlegen lassen, waren das Ergebnis der geologischen Untersuchung: Zwei Hebungszonen oder Blöcke (Geoantiklinalen): der Kastilische Block und der Hesperiden-Faltenblock, sowie zwei Senkungszonen oder Becken (Geosynklinalen): das Altkastilische Becken und das Neukastilische Becken.

Die morphologische Analyse projiziert die obigen vier Niveaus auf die morphotektonischen Einheiten und untersucht, inwieweit eine Abhängigkeit der aufgezeigten Niveaus zu dem geologischen Bau besteht und inwieweit dies nicht der Fall ist. Auf diese Weise soll einmal die Altersfrage der Niveaus geklärt und sodann die Frage nach der Morphogenese beantwortet werden. Das so gewonnene Bild soll durch Untersuchungen der Flußprofile, Talprofile und Flußterrassen ergänzt und abgerundet werden.

Die beigegebene „morphologische Karte" stellt die auf Grund der Untersuchungen gewonnene Auffassung über die morphologischen Zusammenhänge im Bereich des Untersuchungsgebiets dar. In ihr sind sämtliche Beobachtungen verwertet worden, die auf den verschiedenen Reisen gewonnen wurden. Soweit möglich, wurden bei den Feldarbeiten die Eintragungen auf die 1:50 000-Karte vorgenommen, sonst mußte auf die 1:200 000-Karten zurückgegriffen werden. Die landschaftliche Erscheinungsweise der morphologischen Elemente soll durch geeignete Signaturen herausgehoben werden. Zahlreiche Höhenzahlen [23]

[23] Teils handelt es sich hierbei um trigonometrische Höhenpunkte, wie solche in den auf S. 14 f. angeführten Karten enthalten sind, teils sind es eigene, mit zwei Aneroidbarometern vorgenommene Höhenmessungen. Letztere wurden ständig durch Vergleich mit den amtlichen Höhenzahlen, wie solche z. B. auf den spanischen Bahnstationen, Kirchen und Rathäusern durch Tafeln des Instituto Geográfico y Catastral markiert werden, kontrolliert. Einen weiteren Anhaltspunkt

erleichtern das Verständnis der orographischen Abwandlung der verschiedenen Niveaus. Tektonische Linien sind nur soweit eingezeichnet, als diese landschaftlich in Erscheinung treten. Die Beobachtungen über Flußterrassen wurden nur in die beigegebenen Profile eingetragen, da sonst das Bild der Karte zu wenig übersichtlich ausgefallen wäre.

b. Der Anteil am Neukastilischen Becken

Die südliche Vorlage des Kastilischen Hauptscheidegebirges mit Ausnahme der neukastilischen Rampe gehört der morphotektonischen Großeinheit des Neukastilischen Beckens an, das sich zur Hauptsache aus alt- und jungtertiären Schichten aufbaut. Nur im Bereich der Achse der Sierra de Altomira treten Kreideschichten in Form eines breiten, Nord-Süd gerichteten Bandes an die Oberfläche.

Die die südliche Vorlage landschaftlich beherrschenden Mesetahochflächen werden fast stets von den obermiozänen Schichten getragen. Eine Linie Baídes – Jadraque – Espinosa – Guadalajara – Alcalá de Henares – Vallécas bei Madrid – Villaluenga, die also im großen und ganzen dem Lauf des Río Henares folgt, zerlegt die südliche Vorlage in zwei Zonen, die sich landschaftlich scharf voneinander abheben. In der nördlichen Zone steht das Obermiozän fast ausschließlich in der detritischen Fazies (S. 33 ff.) an. Die Großformen zeigen eine Zurundung, im einzelnen sind sie jedoch bis zur Hochfläche ziemlich gleichmäßig zerrunst, oft geradezu badlands. In der südlichen Zone besteht das Obermiozän aus meist dünngebankten, überaus feinkörnigen, meist chemischen Ablagerungen. Hier gliedert sich das Obermiozän in drei Etagen: a) eine untere, bis zu 70 m mächtige Etage aus rotbraunen und braungelben plastischen Tonen, sandigen Tonen, Sanden und Kiesen mit Kreuzschichtung, b) eine mittlere, 100—150 m mächtige Etage aus weißgrauen, weißbraunroten, weißgelben Mergeln und Mergelkalken. Diese Etage zeichnet sich vor allem durch Gipse aus. c) eine obere Etage aus weiß-grau-gelben, klangharten Seekalken, zwischen die sich gelegentlich Mergel-, Sand-, Geröll- und Konglomeratbänkchen einschalten. Die Mächtigkeit dieser Etage beträgt bei Alcalá de Henares und Jadraque zwischen 20—50 m und nimmt gegen Süden und Südosten jedoch beträchtlich zu: 100—180 m (Provinz Cuenca, D. de Cortazar, Descripcion física usw., de la Provincia de Cuenca, Madrid, 1875). Der Übergang zwischen der mittleren und oberen Etage ist ein allmählicher. Auf Grund des Fossilgehaltes stellen die spanischen Geologen (Ed. Hernández-Pacheco, J. Royo y Gomez u. a.) die untere Etage ins Torton, die mittlere ins Sarmat und die obere ins Pont. Torton und Sarmat sind besonders durch riesige Grasfresser (Rhinoceronten und Mastodonten), das Sarmat weiterhin durch Riesenlandschildkröten gekennzeichnet, das Pont einmal durch Lauftiere (Hyänen, Gazellen, Hipparion gracile Kaup u. a.) und zum anderen durch eine große Artenfülle von Land- und Sumpfschnecken. Hierdurch wird bewiesen, daß auch während des Pont von einer einheitlichen Bedeckung des Neukastilischen Beckens durch Seen nicht die Rede sein kann, daß vielmehr die Seen immer wieder ganz oder teilweise austrockneten und der Boden sich mit Pflanzenwuchs überzog, der diesen

boten die im Catálago de las señales y altitudes de la Red de Nivelacions de Precision (Madrid 1926) verzeichneten Höhenzahlen.

Tieren als Weide diente. Diese Auffassung wird weiterhin durch größere Gipseinschaltungen innerhalb der pontischen Seekalke bestätigt (Ed. Hernández-Pacheco, 1914, a.). Entlang dem Hesperiden Faltenblock wird die Torton- und Sarmatetage durch eine einheitliche Folge von rostbraunen Kalkkonglomeraten vertreten, über die sich die pontischen Kalke in gleichbleibender Fazies legen. Diese Kalkkonglomerate stellen eine Randfazies dar, und zwar für ein dazugehöriges Abtragungsgebiet, das sich zur Hauptsache aus mesozoischen Kalken aufbaut. Auf der Strecke Matillas–Algora, entlang dem Río Dulce, lassen sich diese Verhältnisse beispielsweise gut studieren. Zwischen Cogolludo–Huérmeces, namentlich um Cendejas, also im Bereich der breiten nördlichen Zone mit vorherrschend detritischer Fazies des Obermiozäns stellt man gleichfalls Überlagerung der Tone und Sande und Konglomerate durch pontische Seekalke fest, die hier allerdings bereits stark denudiert und nur noch in Fetzen erhalten sind. Die pontischen Kalke bilden fast stets die Unterlage von zumeist verkarsteten Hochflächenstücken, den sog. „páramos". Aus diesem Grunde hat man ihnen auch die Bezeichnung Páramokalk (caliza de los páramos) zugelegt. Das Verbreitungsgebiet des Páramokalkes ist durch scharf profilierte Oberflächenformen gekennzeichnet. Die „cerros" und „muelas" zeigen oben, soweit die pontischen Kalke anstehen, glatte, überaus steile Wände, im Bereich der Mergel und Tone wird die Böschung flacher. Die Böschungen sind tausendfältig zerrunst und in unzählige, scharf zugeschnittene Scharten und Pyramiden aufgelöst. Die Böschungen besitzen also meist badlands-Charakter. Die Kalkmergel- und Gipsmergelbänke werden als Leisten herauspräpariert.

1. Die intratertiäre Einebnungsfläche

Die alttertiären Schichten (S. 32f.) stehen fast stets in den Taleinschnitten an und bilden zur Hauptsache die Campiñaböden. In dem Sattel von Huérmeces–Cendejas und in dem Sattel von Negredo–Pinilla–Cogolludo bilden sie gelegentlich auch die Unterlage der Hochfläche. In den zentralen Teilen des Neukastilischen Beckens, um Aránjuez, Villaluenga, Madrid, Alcalá de Henares handelt es sich dabei um weinrote, lockere Tone und Sandsteine und um grünlich-graue, tonige Gipsmergel. Hier scheint konkordante Lagerung zwischen den alttertiären und obermiozänen Schichten zu bestehen. Royo y Gomez (1928, a. S. 48 und 49) konnte jedoch auch in dieser zentralen Zone Erosionsdiskordanzen nachweisen. In den randlichen Zonen gegen das Kastilische Hauptscheidegebirge und die Hesperischen Ketten hin zeigen die alttertiären Schichten ziemlich kräftige Faltung. Zu den obengenannten Gesteinen treten sandige helle Kalke, Mergel und Konglomerate sowie weinrote harte Gipse. Die Sättel und Mulden werden glatt abgeschnitten. Diese schneidende Fläche ist eine Einebnungsfläche, auf die sich die obermiozänen Schichten mit deutlicher Diskordanz legen. Diese postalttertiäre, prämiozäne Einebnungsfläche (S. 33) beobachtet man entlang dem Río Henares zwischen Humanes und Matillas, sowie entlang den nördlichen Zuflüssen des Río Henares auf der genannten Strecke, namentlich entlang dem Río Cañamares zwischen Jadraque und Pinilla de Jadraque. Hierfür spricht auch das schematische Profil, das Royo y Gomez seiner 1927 erschienenen Arbeit (S. 4) beigegeben hat. Entlang dem Río Tajo, auf der Strecke zwischen Sácedon–Trillo, und entlang dem Río Tajuña, auf der Strecke zwischen Brihuega und Moranchel ist die intratertiäre

Einebnungsfläche in den Taleinschnitten gleichfalls gut aufgeschlossen. Wo diese nicht durch tektonische Kräfte zu stark gestört ist, ist sie gelegentlich auf kurze Strecken freigelegt worden. Auf ihr sitzen dann noch vereinzelte Restberge aus flachlagernden, obermiozänen Schichten. Außer durch die Lagerungsverhältnisse wird die Diskordanz auch noch durch die Farben der Gesteine unterstrichen. Solche freigelegten Stücke der intratertiären Einebnungsfläche finden sich östlich der Landstraße Sácedon – Cifuentes bei den Cerros Hermanillos (Royo y Gomez, 1920, Profil S. 22 und 1928, a. Profil S. 47) und bei den Tetas de Viana de Mondéjar. Jessen weist für die südliche Umrahmung des Neukastilischen Beckens eine Abtragungsfläche alttertiären Alters nach, die die mesozoischen wie die paläozoischen Schichten kappt (1930, S. 136 und 151). Diese Abtragungsfläche taucht nach Jessen sanft unter die obermiozänen Schichten. Für die östliche Umrahmung gibt Mallada (1907, S. 438) unter Anlehnung an die Forschungen von Cortazar ein Profil, aus dem ersichtlich ist, daß bei Mira, südlich von Cuenca, das Obermiozän einer Einebnungsfläche aufliegt, die dort über aufgerichtete Triasschichten hinweggeht. Die Untersuchungen von Richter und Teichmüller (1933, S. 60 und 91) ergeben, daß es sich hierbei nur um eine intratertiäre Einebnungsfläche handeln kann.

Die Höhenlage der intratertiären Einebnungsfläche beträgt bei Viana de Mondéjar 900—950 m, bei Jadraque 800—820 m, bei Alcalá de Henares 730 bis 750 m, bei Ciempozuelo 600 m und bei Villaluenga 510 m. Diese Abdachung von Osten nach Westen ist jedoch keine gleichmäßige, sondern meist ein flaches Auf und Nieder. Desgleichen in Nord-Süd-Richtung. Entlang dem Kastilischen Block biegt die intratertiäre Einebnungsfläche ab, hebt sich im Sattel von Huérmeces – Cendejas und Negredo – Pinilla – Toba – Cogolludo, taucht erneut ein, um sich dann in der Nähe des Río Henares wieder zu heben (Karte 1 und 2). Dieses Auf und Ab scheint jedoch im allgemeinen durch die Kräfte verursacht zu sein, die auch das Obermiozän in gleicher Weise betroffen haben. Royo y Gomez gebührt das Verdienst, diese jungen tektonischen Bewegungen im Neukastilischen Becken erkannt zu haben.

Zusammenfassend können wir sagen, daß die intratertiäre Einebnungsfläche in Zusammenhang mit der Bildung des Neukastilischen Beckens steht, insofern sie den sinkenden Beckenboden darstellt, auf den die obermiozänen Schichten aufgeschüttet wurden. Eine Beziehung zwischen dieser intratertiären Einebnungsfläche und den Mesetaflächen besteht nicht, letztere sind später zur Ausbildung gelangt.

2. Die M2-Fläche

Die Lagerung der obermiozänen Schichten im Neukastilischen Becken ist auf weite Strecken hin nahezu horizontal. Dies führte zu der Ansicht, daß die vom Páramokalk getragenen Mesetaflächen Schichtflächen, und zwar mehr oder minder gut erhalten, den ehemaligen Boden der pontischen Seen, also eine Aufschüttungsebene, darstellen (Th. Fischer, Ed. Hernández-Pacheco, Jessen u. a.).

Die Mesetafläche der *Alcarria* und der La Mancha wird fast ausschließlich von dem Páramokalk getragen. Auf Grund unserer orographischen und morphographischen Betrachtungen haben wir diese Mesetafläche als M2-Fläche anzusehen. Daß diese Fläche eine postpontische Schnitt- und Abtragungsfläche darstellt, beweisen folgende Beobachtungen. Auf dem Wege Baídes – Manda-

yona–Mirabueno beobachtet man, wie südlich des Henares rost- bis gelbbraune Mergel, Kalke, Kalkkonglomerate zunächst mit 70° gegen Süden und Südosten einfallen und allmählich flacher einfallen. Schließlich beobachtet man, daß auch der Páramokalk gegen Süden einfällt mit 15—10°. Am Río Dulce steigen die Schichten wiederum an und beobachtet man nun ein nördliches Einfallen von 5—10°. Die M2-Fläche schneidet die eingemuldeten Schichten glatt ab. Schroeder (1930, S. 174) hat diese Störungen des Obermiozäns bereits eingehend beschrieben. 2. Bei Matillas, unweit westlich des Zusammenflusses von Henares und Río Dulce beobachtet man gleichfalls ein Einfallen der obermiozänen Schichten gegen Süden unterbrochen von Störungen und Fältelungen. Am Wege von Matillas – Cendejas beobachtet man eine Nordwest-Südost streichende Störung, die den Sattel von Cendejas – Huérmeces westlich begrenzt. Östlich dieser Störung fallen alttertiäre Kalkmergel, Gipse mit 20—40° gegen Ostsüdosten ein, westlich derselben obermiozäne feinkörnige Konglomerate und Mergel mit 30—40° gegen Westen. Die M2-Fläche, in einer Höhenlage zwischen 1040—1060 m kappt auch diese Störungen. 3. Am Wege Jadraque – Miralrío – Padilla de Hita, der über eine tischebene Hochfläche in 1040—1010 m Höhe verläuft, beobachtet man flache Wellung des Páramokalkes, der ein Einfallen bis zu 15° erreicht, ohne daß die Hochfläche davon beeinflußt wird. Das Streichen dieser Wellen ist einmal ein nordost-südwestliches, also nahezu parallel dem Lauf des Río Henares, und zum anderen senkrecht dazu. Die kappende Fläche ist hier durch grobe, bunte Quarzitgerölle gekennzeichnet, die bis zu 25 cm Durchmesser erreichen. Es handelt sich hier um keine einheitliche Schotterdecke. Diese Quarzitgerölle sind jedoch ziemlich zahlreich. Auf dem 1033 m hoch gelegenen Páramo des Rabanera, nördlich des Dörfchens Miralrío, finden sich solch grobe Gerölle zu Hunderten. Die Unterlage ist weit ringsum harter, reiner Páramokalk, der feine Mergel überlagert. Ein Herauswittern dieser Gerölle aus Konglomeraten kommt nicht in Betracht. Auch auf dem Páramo des Bujalraro, 1036 m, östlich des Dörfchens Villanueva de Argecilla, südlich von Jadraque wurden solch grobe Quarzitgerölle beobachtet. 4. Royo y Gomez (1928, Memoria expl. de la hoja de Alcalá, S. 150 ff., sowie namentlich die Abbildungen der Tafeln XX, XXII) beschreibt für die Meseta zwischen Alcalá de Henares und Ambite, also zwischen Río Henares und Río Tajuña, gleichfalls solche Südwest-Nordost streichende Wellungen der obermiozänen Schichten einschließlich des Páramokalkes. Die M2-Fläche kappt diese Wellungen. Nach den in den Erl. z. d. geol. Blatt Madrid (Royo y Gomez, Menendez Puget y Abdad, 1929) auf S. 39, 41 und 51 wiedergegebenen Profilen haben wir allem Anschein nach auch hier mit einer Nordnordwest-Südsüdost streichenden Querwellung zu rechnen. Auffällig ist, daß das Flußnetz diesen Richtungen im großen und ganzen folgt. Das M2-Niveau der Meseta südlich von Alcalá läßt sich ohne Schwierigkeiten gegen Süden über die Meseta von Chinchón über den Río Tajo in die Meseta von Ocaña – Tarancón und weiter südlich in die La Mancha verfolgen [24]. Hiermit gewinnen wir Anschluß an Untersuchungen von Lautensach (1930), der die Meseta von Ocaña – Tarancón gleichfalls als eine die obermiozänen Schichten schneidende Einebnungsfläche erkannte (S. 98).

[24] In diesem Zusammenhang sei bemerkt, daß das Gefälle in der La Mancha auf weite Strecken hin den Betrag von 0,8 m pro Kilometer nicht überschreitet (Ed. Hernández-Pacheco, 1921, S. 5; Th. Fischer, 1891).

Die *Sierra de Altomira* ist eine markante Landmarke in der Alcarría, die dadurch in eine östliche und westliche Hälfte zerlegt wird, die jedoch nördlich und südlich der Sierra de Altomira kommunizieren. Geologisch stellt sie einen Nord-Süd streichenden Sattel dar, der in sich mehrfach spezialgefaltet ist. Der Sattel ist prämiozäner Anlage, wie aus der Diskordanz zwischen Alt- und Jungtertiär hervorgeht. Im Kern des Sattels tritt die Kreide hervor, am Rande das Alttertiär. Die Sattelachse ist gegen Westen übergelegt. Aufschiebung ist entlang der Westseite der Sierra de Altomira zu beobachten. Bezüglich geologischer Einzelheiten sei auf die vorzüglichen Arbeiten von Royo y Gomez (1920) und von Richter und Teichmüller (1933, S. 69 ff.) verwiesen. Auch wo die durch Kreide und Alttertiär gekennzeichnete Sattelachse bereits unter das Miozän untergetaucht ist, macht sie sich noch durch Störungen und Wellung des Miozäns bemerkbar. Diese Störungen am Südende des Sattels hat bereits Mallada (1907, S. 435/36) beschreiben können. Das heißt, daß der Sattel auch noch postpontisch aktiv gewesen ist, und daß die obenerwähnten Aufschiebungen postpontisch sind (Royo y Gomez, Teichmüller). Das Nordende des Altomirasattels wird von der M2-Fläche gekappt. Dasselbe stellt man für das Südende fest (Lautensach, 1930, S. 98). Teichmüller (1933, S. 71) machte dieselben Beobachtungen. Lediglich der mittlere Teil der Sierra de Altomira (1100 bis 1180 m) ragt etwa 100—200 m über die Meseta der Alcarría heraus. Verfolgen wir die M2-Fläche entlang dem Westrande der Sierra de Altomira, so kommen wir zu einem sehr interessanten Ergebnis. Die M2-Fläche am Nordende des Altomirasattels liegt bei Olivar – Alocén in 1040—1000 m. Während sie im Bereich des Altomirasattels (Sierra de Madronal, Sierra de Socorro, Sierra de Buendía) dieses Niveau beibehält, ja noch ein wenig ansteigt, dacht sie entlang dem Westrande des Altomirasattels gegen Süden zum Tajo hin sanft ab bis auf 900 m (Páramos der Cerros del Rincón, westl. von Sayatón) und 865 m (Páramo zwischen La Pangia und Yebra). Südlich des Tajo steigt die M2-Fläche sanft an auf 900—960 m. Dies heißt, daß der Río Tajo in einer flachen, weitphasigen Mulde fließt, die sich aus der M2-Fläche gebildet hat und die im Osten entlang der Altomiraachse durch eine Aufschiebungs- oder Bruchlinie begrenzt wird. Diese Bruchlinie, wie bereits dargetan älterer Anlage, ist also wieder aufgelebt. Daß diese Störungslinie bis in die heutige Zeit aktiv ist, beweisen Erdbeben in dieser Zone (Rey Pastor, 1925). Der Tajo fließt zwischen Auñón – Bolarque entlang dieser Störung, zwischen Auñón – Sacedón quert er den Altomirasattel in einem steilen, überaus engen, antezedenten Durchbruchstal und fließt oberhalb Sacedón entlang dem Ostrande des Sattels. Auch dieser Ostrand scheint eine Verwerfung zu sein, die noch nach Bildung der M2-Fläche aktiv war. Das M2-Niveau läßt sich von Viana de Mondéjar, wo es in rund 1100 m liegt, über die Páramos von Montanillas (1100—1059 m), von Casana – Tabladillo (990 –1045 m), von Castejón – Pozo de Tinajas (1000 m) südlich bis zu den Páramos zwischen La Peraleja, Bonilla – Carrascosilla verfolgen. Hier liegt die M2-Fläche, westlich von La Peraleja, wo sie gegen Süden einfallende Páramokalke kappt, in 1084 m und dacht sanft gegen Westen ab auf 1000 m östlich des Río Mayor bei Moncalvillo del Huete und 930 m westlich dieses Flüßchens. Wenige Kilometer weiter westlich erhebt sich die Sierra de Altomira mit steiler Wand zu 1100 m (Sierra de Garcinarro). Die Sierra de Altomira erscheint uns somit als ein schmaler, Nord-Süd streichender

Horst, der die im mittleren Tertiär erhaltene Bewegungstendenz bis in die jüngste Zeit fortgesetzt hat. Namentlich im Osten des Horstes von Altomira begleiten diesen breite Ausräume, campiñas (Chillaron del Rey – Sacedón – Poyos – Buendía – Jabalena – Garcinaro). Sicherlich spielen hier die weichen Gesteine mit eine wichtige Rolle (Teichmüller, S. 71), aber entscheidend ist die Anordnung des Flußnetzes, das seinerseits stark von den tektonischen Bewegungen beeinflußt ist. Der Río de Guadiela scheint die Fortsetzung der quer zum Sattel der Sierra de Altomira streichenden Mulde zu sein, die der Río Tajo unterhalb Bolarque benützt. Südlich des Río Guadiela fließen die Flüsse von Süden nach Norden, nördlich des Río Guadiela von Norden nach Süden.

Der *Sattel von Cendejas – Huérmeces* schwingt sich sanft aus der M2-Fläche empor. Den Zusammenhang mit der M2-Fläche der Alcarría läßt sich unschwer feststellen. Südlich von Matillas und südlich des Río Dulce liegt dieses Niveau in 1050/1060 m, zwischen Río Dulce und Río Henares im Páramo von Dehesa in 1045 m. Nördlich des Río Henares und nordöstlich von Cendejas de la Torre wird dieses Niveau von mehreren 1050/1060-m-Riedeln aufgenommen, die gegen Norden sanft auf 1100 m ansteigen. Die Südflanke des Sattels wird vom Río Henares in einem hier symmetrischen Engtal durchflossen. Gegen Norden, Osten und Westen senkt sich dann das M2-Niveau von 1100 bis 1120 m wieder sanft auf 1050 m (Alto de Valdesendina, im Westen), 1045 m (Loma del Lituero, westlich von Huérmeces) auf 1056 m und etwas kräftiger gegen Osten zum Tal des Nord-Süd fließenden Río Salado, östlich desselben bereits im Bereich des Hesperiden Faltenblocks das M2-Niveau in 1074 bis 1080 m einsetzt. Hieraus ziehen wir den Schluß, daß im Bereich des Cendejas-Huérmeces-Sattels aus der M2-Fläche eine flache, weitspannige Aufbiegung erfolgte, östlich dieses Sattels entlang der Grenzzone zwischen Neukastilischem Becken und Hesperiden-Faltenblock jedoch eine flache Einbiegung. Das aufgebogene M2-Niveau wird von einigen Küppchen noch überragt: Sierrezuela, 1156 m. Solche niedrigeren Überragungen der M2-Fläche finden sich auch südlich des Río Henares, westlich von Mirabueno. Dort handelt es sich um niedrige cerros aus Páramokalk, die sich aus der umgebenden Fläche um 20 bis 40 m erheben. Man beobachtet diese Restberge auf der M2-Fläche gegen Süden blickend von der Sierrezuela.

Meseta von Angón – La Toba – Cogolludo – Viñuelas. Diese ist zur Hauptsache über obermiozänen Schichten in Randfazies entwickelt, die eine flache Einmuldung zeigen. Diese wird jedoch durch einen Sattelzug unterbrochen (Sattel von Pinilla – La Toba – Cogolludo – La Mierla), in dem das Alttertiär zutage tritt. Entlang dem Südrand des Kastilischen Blocks schneidet die Mesetafläche auch gefaltete Kreidekalke. Die Abgrenzung der Mesetastücke gegen den Kastilischen Block ist hier mehr Gefühlssache. Das M2-Niveau läßt sich von dem Loma de Lituero (1045 m) bei Huérmeces entlang dem Südrand des Kastilischen Blocks gut verfolgen. Alle diese Stücke des M2-Niveaus (páramos oder llanos) sind gut beschottert (vorwiegend Quarzitgerölle, daneben Quarze, Gneise, Grauwacken): 1. Páramo des Altillo (1061 m), südlich von Angón über gegen Süden einfallende Kreidekalke, — 2. Páramo des Resedo – Encinilla (1080—1030 m) über gegen Süden einfallende Kreidekalke und über eingemuldete Alt- und Jungtertiärschichten, — 3. Páramo des

Lobos (1080 m) über gegen Süden einfallende Kreideschichten, Páramo Perizal II (1045 m) über gegen Süden einfallende Alttertiärschichten, Páramo des Valdearenales (1040—1063 m) über gegen Süden einfallende Kreideschichten, alle drei Páramos südlich von Congostrina, — 4. Páramo (1070 m) zwischen San Andrés de Congosto und Veguillas über gegen Süden einfallende und in sich spezial gefaltete Kreide- und Alttertiärschichten. Handelt es sich bei den bisher genannten Páramos um kleinere, die selten die Größe eines Quadratkilometers überschreiten, so gewinnen die Páramos des M2-Niveaus westlich des Río Aliendre wesentlich größere Ausdehnung. Zugleich wird die Beschotterung zu einer bis zu 20 m und mehr mächtigen gelbroten Schotterdecke aus Geröllen aus Quarziten, Gneisen, Grauwacken, Quarzen, deren Durchmesser 20 cm und mehr betragen kann. Diese Gerölle sind in einer tonig-sandigen Masse eingelagert. Die Schotter sind gut geschichtet. Diese Schotterdecke hebt sich in der Landschaft durch ihre Farbe überaus scharf vom Untergrund ab, der bei Membrillera aus feinen, ziegelroten Sanden und Tonen besteht (Tafel I Abb. 1), bei Cogolludo aus weißen bis weißgrauen Kalken, Kalkmergeln, Mergeln und feinen Konglomeraten, südlich von Jócar überlagert sie gegen Süden einfallende graugelbweiße Kreidekalke, helle Alttertiärschichten und schließlich rostbraune jungtertiäre Konglomerate (Straße Jócar – Arbancón), — 5. der ausgedehnte Páramo des Hoyaella – Parral (1080 m), der gegen Süden auf 1020 m abdacht und über Kreide und Jungtertiär entwickelt ist, — 6. Páramo Cruz (1027 m) über aufgesattelte Alttertiärschichten, zwischen Cogolludo und Romerosa, gleichsam die südöstliche Fortsetzung des Páramo Hoyaella, — 7. Páramo Cabeza (1068 m) westlich von Jócar, — 8. Páramo Covatillas (1060—1080 m) östlich von Jócar, wie Páramo Cabeza über steilgestellte Kreidekalke entwickelt, — 9. ein Páramo (1080—1100 m) zwischen Jócar und Fraguas über eingemuldeten Kreidekalken entwickelt. Über dieses Niveau ragt der 1167 m hoch gelegene Páramo des Torrecilla noch heraus, der einen Kreidekalksattel kappt (östlich von Jócar), — 10. zwischen den Flüssen Jarama und Sorbe ein breiter, nordsüdlich gestreckter Páramo, der bei Tamajón mit einer Höhenlage von 1080—1100 m einsetzt und dort über Kreide und sogar Silurschichten hinwegzieht. Gegen Süden dacht der Páramo sanft ab auf 940—950 m (östlich von Casa de Uceda). Hier verläuft das M2-Niveau in ein tieferes Niveau, das wir M1-Niveau bezeichnen wollen und das gerade im Bereich der Meseta von Angón – La Toba – Cogolludo – Matarrubia – Viñuelas besonders ausgebildet ist.

3. Die M1-Fläche

ist gleichfalls, und zwar in noch stärkerem Maße als die M2-Fläche, beschottert. Die Schotterdecke ist durchweg 3—5 m mächtig und auch hier von gelbroter Farbe (Tafel II). Auch hier zeigen die Schotter gute Schichtung, nicht selten Kreuzschichtung. Die Zusammensetzung ist im wesentlichen dieselbe wie die Schotter der M2-Fläche. Doch finden sich gelegentlich auch kantengerundete Blöcke von Páramokalk und besonders gut verfestigten Kalkkonglomeraten.

Entlang dem Südrande des Kastilischen Blockes und dem Westrand des Hesperiden Faltenblocks wurzelt die M1-Fläche in Flußterrassen, die deutlich gegen die M2-Fläche absetzen. Sobald die Terrassenböden in den Bereich der *Meseta von Angón – La Toba – Cogolludo – Viñuelas* eintreten, entwickeln sie

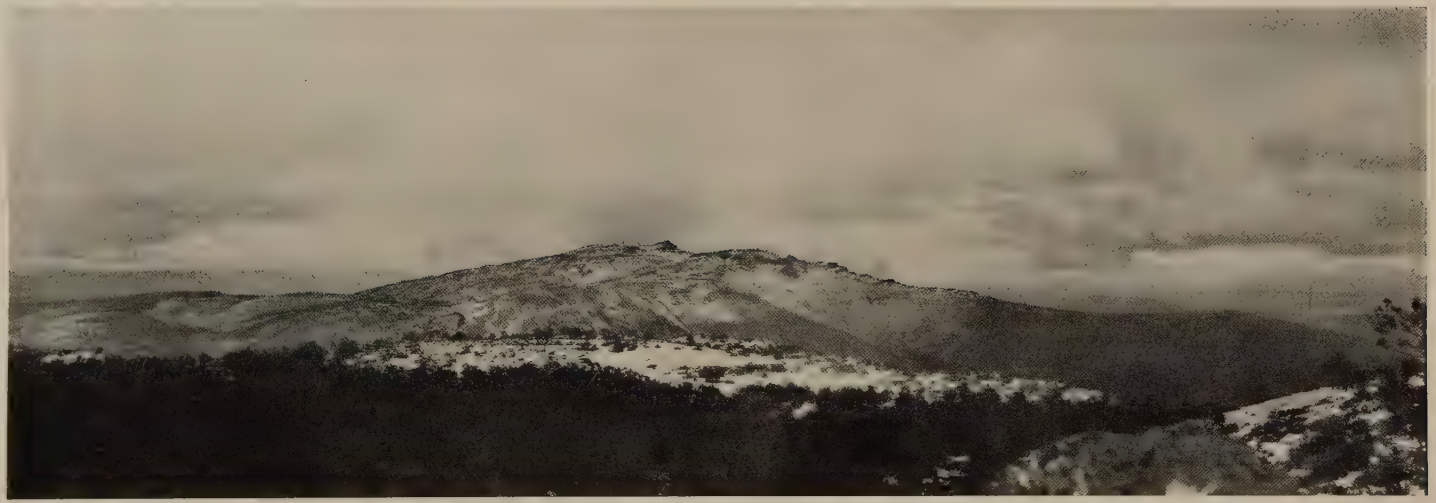
sich zu einer wasserscheidenden, zusammenhängenden Hochfläche, aus der die auf S. 47 beschriebenen M2-Páramos herausragen. Die M1-Fläche liegt bei Angón in 1020—1000 m Höhe, wo ein Stück die treffende Bezeichnung „Las Pedradas" (Steinfeld) trägt. Die M1-Fläche verfolgen wir gegen Westsüdwesten über die Höhe Molar (1002 m) und Majada Chica (990 m), südlich von Pinilla de Jadraque zum Páramo Majadilla (980—950 m) südlich von La Toba. Von hier zu dem ausgedehnten, mit calluna und tomillo bestandenen Steinfeld des Valcarrosco (990—960 m) zwischen Río Bornova und Río Aliendre. Südlich des Henares, südlich von Carrascosa und Espinosa, findet sich gleichfalls dieses Niveau in 930—900 m (Monte de las Tajadas, Rebollar). Hier, wo der Río Henares einen Bogen gegen Süden ausführt, findet sich das M1-Niveau zum zweitenmal in breiterer Entwicklung im Bereich der Alcarría. (Oberhalb ist das M1-Niveau südlich von Baídes zwischen Río Henares und Río Dulce über obermiozänen Kalkkonglomeraten und Páramokalk entwickelt.) Das M1-Niveau wird von einigen Kegel- und Tafelbergen, die oben eine Páramokalkkappe tragen, überragt. Es handelt sich dabei um Zeugenberge des M2-Niveaus (Muela Alarilla, 959 m; El Colnillo, 954 m, beide oben beschottert). Auffällig ist deren relativ zu niedrige Höhenlage, die nur durch ein Abbiegen des M2-Niveaus gegen Norden zu erklären ist. Im Winkel zwischen Río Sorbe und Río Henares, um Torrebeleña, beobachtet man mehrere Páramos, die sich in das M1-Niveau einordnen: Peñadora, 906 m; Soledad, 939 m; Las Matas, 960 m. Wir stellen hier also ein leichtes Ansteigen des M1-Niveaus vom Henares aus gegen Norden, also gegen das Gebirge hin, fest. — Diese Beobachtung kann man auch für den Riedelzug zu beiden Seiten der Carretera Jadraque – Negredo – Angón machen. — Westlich des Río Sorbe findet sich das M1-Niveau in überaus breiter Entwicklung bis zum Río Jarama. Auch hier zeigt die M1-Fläche eine Abdachung gegen Süden: bei Puebla de Beleña, 940 m, und die Anhöhe Nariz, 900 m, nördlich von Malaga del Fresno. Stärker ist dann die Abdachung gegen Südwesten zum Río Jarama: Höhe nördlich von Usanos, 870 m, und die Páramos, westlich von Ribatejada, 800 m.

In der *Alcarría* konnte das M1-Niveau nur an zwei Stellen entlang dem Río Henares festgestellt werden. Das M1-Niveau scheint fernerhin östlich des Río Jarama, zwischen Zusammenfluß von Henares und Jarama und Zusammenfluß von Jarama und Tajo, entwickelt zu sein. Die Höhenlage dieses stark zerschnittenen Niveaus ist 690—700 m südlich von Arganda und 640—660 m bei Villaconejos, westlich von Chinchón. Leider kann ich mich hier nur auf wenige Beobachtungen von entfernten Standorten westlich des Río Jarama stützen. — Sodann findet sich das M2-Niveau am Oberlauf des Río Tajuña um Cifuentes in einer Höhenlage von 990—1020 m.

Die *Meseta von Fuencarral – Navalcarnero* mit ihren vier Nord-Süd gestreckten Rücken gehört ganz dem M1-Niveau an, das jedoch von einigen niedrigen Kuppen und Buckeln überragt wird. Die M1-Fläche ist mit Ausnahme des Rückens östlich von Illescas über der detritischen Fazies des Obermiozäns (dem ehemaligen grauen Diluvium) entwickelt. In dem Rücken östlich von Illescas steht das Obermiozän in Binnenfazies an. Die Rücken in ihrer Gesamtheit zeigen eine gegen Südwesten bis Westsüdwesten gerichtete Abdachung von durchschnittlich 2,85 m pro Kilometer. Das Entwässerungsnetz folgt nicht dieser allgemeinen Abdachung, sondern folgt den Komponenten, deren Resul-

Dachfläche der Somosierra über Silur-Schiefer

Standort La Buitrera, 2200 m. Blick gegen Nordnordosten. Die Dachfläche kappt granathaltige Glimmerschiefer mit Ostnordost-Einfallen (Somosierra-Block). Aufnahme Fr. Hernández-Pacheco, 11. 7. 22



Sierra del Alto Rey (Silur-Schiefer- und Quarzit) in der Somosierra

Standort etwa 1700 m am Osthang der Los Mojones. Blick gegen Südsüdosten auf die Sierra del Alto Rey, 1830 m, die rechts und links von 1450 m Verebnungen begleitet ist. Aufnahme J. Schwenzner, 20. 3. 30

tante die obengenannte allgemeine Abdachung ist. Teils fließen die Gewässer von Norden nach Süden, teils von Osten nach Westen. Südlich von Colmenarviejo liegt die M1-Fläche in 760—750 m und rund 60 km südlich davon, westlich und östlich von Villaluenga, in 650 m. Hieraus errechnet sich für die Nord-Süd-Komponente ein Durchschnittsgefälle von 1,66 m pro Kilometer. Nord-Süd gerichteten Lauf zeigen: Jarama, Manzanares, Guadarrama, Guatén. — Die Abdachung der Ost-West-Komponente ist wesentlich kräftiger; sie beträgt durchschnittlich 2,3 m pro Kilometer (M1-Fläche bei Fuencarral bei Madrid 740 m und bei Sta. Cruz del Retamar 600 m; Entfernung dieser beiden Punkte rund 60 km). Río Alberche, A. Maqueda und Río Tajo folgen im großen und ganzen dieser Komponente.

Den Rücken östlich des Río Guadarrama und westlich des Río Manzanares überragen mehrere sanft geformte Hügel um etwa 30 m (Charcas 705 m, Manilla 751 m). Auch die südlich dieses Rückens liegenden beiden Cerros de Villaluenga (660 und 671 m), die oben eine kleine Plattform aus Páramokalk tragen, ordnen sich nicht in dieses Niveau ein, sondern überragen dieses gleichfalls um 30—40 m. Den Rücken östlich von Illescas überragen um etwa den gleichen Betrag einige Cerros, die oben aus Páramokalk bestehen: Cerro Espartinas 710 m und Cerro Valle de las Cuevas 713 m, beide westlich von Ciempozuelo. (Siehe auch Royo y Gomez, 1926, c., Fig. 8, S. 17.)

Auch Ed. Hernández-Pacheco (1929, S. 193) ist der Ansicht, daß die die Höhen bedeckenden Deckenschotter von dem aus lockeren Mergeln und Sandsteinen gebildeten Untergrund zu trennen sind. Letztere stellt er ins obere Miozän. Die Hochflächen hält er für pliozäne oder quartäre Bildungen. Nach Angabe desselben Forschers gewinnen die Deckenschotter westlich von Talavera de la Reina eine solche Mächtigkeit, daß man das M1-Niveau dort als eine Aufschüttungsebene anzusprechen hat.

4. Das Verhältnis von M2-Fläche zur M1-Fläche und das Verhältnis dieser beiden Flächen zu den Flußterrassen

In Verfolg dieser Problemstellung wurden die M2- und M1-Fläche in Beziehung zu den Flußkurven und Terrassenprofilen der Flüsse Jarama, Guadarrama und Henares gebracht. Auf diese Weise erhalten wir längs des Río Henares einen westöstlichen Schnitt durch das Neukastilische Becken, längs der Flüsse Jarama und Guadarrama einen solchen in südnördlicher Richtung. Die Flußkurven wurden auf Grund der mapa topográfico nacional 1:50 000 entworfen. Bei den Terrassenprofilen wurden Beobachtungen von Roman, F. Hernández-Pacheco, P. Aranegui, J. Dantin, Royo y Gomez verwertet, die von Ed. Hernández-Pacheco (1928, S. 31 ff.) zusammengestellt wurden. Wichtige Anhaltspunkte boten die von Royo y Gomez in den Erläuterungen zu der geologischen Karte 1:50 000 Blatt Alcalá de Henares (1928, S. 177) und Blatt Madrid (1929, S. 77 ff.) mitgeteilten Beobachtungen, die auf das Gebiet am Zusammenfluß von Río Jarama und Río Henares Bezug haben und für uns von größter Wichtigkeit waren. Die übrigen Beobachtungen wurden auf den Begehungen gesammelt. Bei den Terrassen handelt es sich zumeist um Schotterterrassen. Die Schottermächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern und 5—10 m. Im allgemeinen steigt die Mächtigkeit der Schotterdecke gegen

den oberen Talhang, wodurch die Terrasse eine schwache Neigung zum Fluß hin zeigt. Bei den Beobachtungen muß daher mit einer Fehlergrenze von etwa 10 m gerechnet werden. Eine weitere Beschreibung der Terrassenvorkommen erfolgt nicht. Die Beobachtungen sind in den Profilen Nr. 6—8 niedergelegt und durch Ortsbezeichnungen gekennzeichnet.

1. Río Henares (Profil Nr. 6)

Die Flußkurve des Río Henares ist im Bereich des Neukastilischen Beckens sehr ausgeglichen. Auf der rund 130 km langen Strecke zwischen Einmündung des Río Henares in den Jarama (550 m über NN) und Einmündung des Río Salado in den Henares bei Baídes (840 m über NN) überwindet der Río Henares ein Gefälle von 290 m, woraus sich ein durchschnittliches Gefälle von 2,2 m pro Kilometer ergibt. Im Unterlauf ist dieses etwas geringer, etwa 1,6—2 m pro Kilometer. Im Mittellauf ist das durchschnittliche Gefälle etwas größer, was sich zwangslos aus der abnehmenden Wassermenge ergibt und fernerhin aus der Tatsache, daß die rückschreitende Erosion diese Strecke noch nicht ganz durchlaufen hat, was durch das Ausklingen der 10—20-m-Terrasse in dieser Laufstrecke bewiesen wird.

Ungefähr ab Jadraque wandelt sich der oberhalb symmetrische Talcharakter zu einem ausgesprochen asymmetrischen. Die linke, südliche Talseite ist durchweg steil. Die M2-Fläche tritt fast stets bis an die obere Talkante heran. Ganz selten ist der linke Talhang von einer Terrassenleiste unterbrochen. Die rechte Talseite hingegen ist sanft geböscht und stets durch mehrere Terrassen gegliedert. Erst in beträchtlicher Entfernung vom Flusse bildet das M1-Niveau den Abschluß. Die Terrassen sind ziemlich breit. Manchmal ziehen sich die Schotter von der einen Terrasse auf die andere hinab, so daß dann in diesen Fällen eine genaue Fixierung der Höhenlage meist unmöglich wird.

Insgesamt können wir entlang dem Henares 5 bzw. 6 Terrassenniveaus verfolgen:

a) Eine bzw. zwei Niederterrassen

Eine *15—20-m-Terrasse* ist auf der gesamten Strecke zwischen Einmündung in den Jarama und Einmündung des Río Cañamares in den Río Henares zu verfolgen. Diese Terrasse ist zu beiden Seiten des Río Henares gut entwickelt und hebt sich in der Tallandschaft durch Bewässerungs- (huerta-) Kulturen besonders ab. Oberhalb der Einmündung des Río Cañamares bildet sie den breiten Talboden. Bei Humanes, unterhalb der Einmündung des Río Sorbe, beobachten wir ein sehr breites Hochflutbett 3—5 m über dem Normalwasser. Bei Humanes hat man den Eindruck, als ob es sich bei der 15—20-m-Terrasse, auf der z. B. das Stationsgebäude von Humanes gelegen ist, um eine Aufschüttungsterrasse handelt, in die die *5-m-Terrasse* als Erosionsterrasse eingeschnitten ist. Auch bei Guadalajara ist die 5—10-m-Terrasse entwickelt, desgleichen bei Alcalá de Henares. In beiden Fällen tritt sie uns jetzt als gut ausgebildete Terrasse entgegen. Ed. Hernández-Pacheco (1928, S. 38, Fig. 5) faßt die beiden Niederterrassen bei Alcalá de Henares, jedoch jede für sich, als selbständige Erosionsterrasse auf.

b) Zwei Mittelterrassen

Die untere liegt *30—40 m* über dem Normalwasser. Diese Terrasse ist unterhalb von Méco nicht mehr entwickelt, was auch Royo y Gomez (Erl. z. d. geol. Blatt Alcalá de Henares, 1928, S. 177) festgestellt hat. Oberhalb von Méco ist sie jedoch gut ausgebildet. Bei Guadalajara finden wir sie zu beiden Seiten des Flusses, namentlich auf der rechten Seite um Marchamalo. Weiterhin beobachteten wir sie bei Humanes und Carrascosa del Henares. Dieselbe Terrasse findet sich gut ausgebildet an den Einmündungen der beiden Flüsse Río Bornoba und Río Cañamares mit einem Abstand von 25—30 m über dem Normalwasser. Bei Baídes beträgt der Abstand nur noch 10—15 m. Im Río Salado-Tal gewinnt diese Terrasse zwischen Viana de Jadraque und Huérmeces den Charakter einer sehr breiten Talaue. Nördlich und westlich von Huérmeces ist die *obere Mittelterrasse* sehr schön entwickelt (908 m über NN und damit etwa 25 bis 30 m über der Talaue). Von der Sierra de la Muela (1074 m, östlich von Huérmeces) kann man diese Terrasse sowohl flußauf- wie abwärts vorzüglich verfolgen. Bei Baídes beobachtet man sie an der Einmündung des Río Salado in 880—890 m. Zwischen Matillas und Jirueque ist sie in 880—850 m über NN, d. h. 50—60 m über dem Río Henares verschiedentlich zu beobachten. Unterhalb Jadraque ist sie als *60—80-m-Terrasse* fast durchlaufend, namentlich auf der rechten Talseite zu verfolgen: bei Carrascosa, Humanes, bei Guadalajara zu beiden Seiten des Henares, bei Méco und Torrejon de Ardoz und Mejorado del Campo, wo sie dann sich mit der 60-m-Terrasse des Río Jarama vereinigt (siehe auch das vorzüglich gezeichnete perspektivische Panorama, das Royo y Gomez (1928) den Erl. z. d. geol. Blatt Alcalá de Henares, S. 100, beigegeben hat).

c) Zwei Hoch- oder Hauptterrassen

Beide Terrassen tragen ab Guadalajara den Charakter weit ausladender Flurterrassen. Oberhalb von Guadalajara erreichen dann beide, namentlich jedoch die untere Stufe, selten eine Tiefe von über 1 km. Die untere Stufe bewegt sich in einem Abstand von 80—110 m über dem Normalwasser des Río Henares. An der Einmündung in den Río Jarama ist sie zu beiden Seiten des Henares als 80—100-m-Terrasse entwickelt (Royo y Gomez, siehe das oben bereits erwähnte perspektivische Panorama). Wir verfolgen diese *100-m-Terrasse* dann auf der rechten Talseite über Camarma de Esteruelas, Cabanillas del Campo (in dieser Zone 100—110 m über dem Fluß), beobachten sie an der Landstraße Usanos – Marchamalo in 760—780 m über NN, d. h. 110—120 m über dem Normalwasser des Henares. An der Landstraße Humanes–Tamajón in 800 bis 820 m über NN, d. h. 100—110 m über dem Normalwasser des Henares. Zwischen Río Bornoba und Río Cañamares ist sie in 100 m über dem Río Henares gut entwickelt (880—890 m über NN) und östlich des Río Cañamares, westlich und östlich von Jirueque, in 885—910 m über NN. Um Baídes und namentlich zu beiden Seiten des Río Salado um Viana de Jadraque findet sich eine gut beschotterte Terrasse in 920—940 m über NN (80—90 m über der Flußsohle), die wir als Fortsetzung der 80—100-m-Terrasse auffassen. Die *obere Stufe* ist durchweg *110—140 m* über der Flußsohle zu beobachten. Auf der Talstrecke zwischen Baídes und Estación de Matillas beobachten wir sie rechts

und links des Flusses: Cabeza Negra (960 m), Höhe 959 m, Höhe 954 m, beide nördlich der Station Matillas und südlich von Cendejas de la Torre. Sie findet sich südlich von Cendejas de en medio in 920 –935 m über NN (= 120—135 m über dem Río Henares), östlich von Medranda in 920—938 m („Raso"), zwischen Río Cañamares und Río Bornoba in 913—927 m (Cañadas – Valdelaparra). Nördlich von Carrascosa findet sie sich in 902—920 m. Besonders eindrucksvoll kann man das Absetzen dieser 110—140-m-Terrasse gegen das M1-Niveau des Valcarrasco längs des Río Bornova und längs des Barranco del Sotillo verfolgen. An anderen Stellen allerdings ist es öfters schwer, die M1-Schotterfläche gegen die obere Stufe der Hauptterrasse abzugrenzen, wie dies z. B. an der Straße Humanes – Puebla de Beleña der Fall ist. Bei Usanos (820 m) ist sie jedoch wiederum scharf gegen die Schotterhochfläche des M1-Niveaus abgesetzt. Weiterhin verfolgen wir diese nunmehr weit ausholende Terrasse über den Urquijo (813 m), Mirabueno (790—780 m), Bugés (762 m), Dehesilla (753 m), nördlich von Méco bis gegen Paracuellos, wo wir den Anschluß an die 120—150-m-Terrasse des Río Jarama gewinnen, die Royo y Gomez (Erl. z. d. geol. Blatt Madrid, 1929, S. 39) beschrieben hat und die dort 700—720 m über NN gelegen ist.

d) Das M2- und das M1-Niveau

Auf der Laufstrecke des Río Henares zwischen Baídes und Einmündung des Río Cañamares in den Río Henares sind beide Niveaus sowohl auf der rechten wie auch auf der linken Talseite entwickelt. Das M2-Niveau in einer Höhenlage zwischen 1040—1080 m (etwa 250 m über dem Fluß) und das M1-Niveau in einer Höhenlage zwischen 980 und 1020 m (etwa 190 m über dem Fluß). Bei Baídes ist der Abstand zwischen M1- und M2-Niveau 50—60 m (Bereich des Cendejas-Huérmeces-Sattels), weiter unterhalb etwas weniger, 40—50 m. Ab Jadraque ist das M2-Niveau vorzugsweise auf der linken Talseite, also im Bereich der Alcarría entwickelt. Gleichzeitig nimmt der Höhenabstand von der Flußsohle zu und erreicht bis zu 300 m. Diese größere Differenz erklärt sich aus dem geringeren Gefälle des M2-Niveaus. Ab Méco nimmt das Gefälle des M2-Niveaus wiederum, und zwar beträchtlich zu, um bei Loéches kaum noch 200 m Differenz zwischen M2-Hochfläche und Flußsohle des Henares bzw. Jarama zu ergeben. Das M2-Niveau ist also in einer Zone besonders gut entwickelt, die sich morphotektonisch als eine flache Aufwölbung zu erkennen gibt. Das M1-Niveau hingegen ist besonders breit und zusammenhängend auf der rechten Talseite entwickelt, und zwar über einer Zone, die sich aus relativ lockeren Gesteinen (Randfazies des Obermiozäns) aufbaut und die morphotektonisch als eine flache Einmuldung gekennzeichnet ist. Auch dieses Niveau zeigt auf der Strecke Jadraque – Méco einen größeren Abstand von der Flußsohle als oberhalb (etwa 250 m). Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, daß der genannte Abstand flußwärts eine Abnahme um 20—50 m erfährt. Dies beweist uns eine Schrägstellung dieser Fläche gegen den Henares, also eine Fortdauer der Einmuldung. Ab Méco verringert sich der Höhenabstand zwischen M1-Niveau und Flußsohle auf 180—200 m, also nicht so stark, wie dies bei dem M2-Niveau der Fall ist. Im Unterlauf des Río Henares hat das M1-Niveau eine Schrägstellung gegen Südwesten erfahren. In unserem Profil ist dies dadurch zur Darstellung gekommen, daß wir einmal das M1-

Niveau ab Usanos in Ost-West-Richtung verfolgt haben, zum anderen ab Usanos in Südwest-Richtung.

e) M2-Fläche und M1-Fläche in ihrem Verhältnis zu der oberen Hauptterrasse

Auf der Strecke zwischen Jadraque – Baídes beträgt der Abstand zwischen M2-Niveau und 130—150-m-Terrasse 80—100 m, zwischen M1-Niveau und dieser Terrasse 50—70 m. Auf der Strecke Jadraque – Guadalajara nimmt dieser Abstand noch zu. Er beträgt zwischen M2 und oberer Hauptterrasse 120—140 m und zwischen M1 und dieser Terrasse 80—100 m. Im Gebiet der Einmündung des Henares beträgt dieser Abstand zwischen M2-Niveau und 130—150-m-Terrasse kaum noch 50 m, zwischen M1-Niveau und dieser Terrasse etwa 30—40 m (Algete), ja es hat den Anschein, als ob hier M1-Niveau und 130—150-m-Terrasse ineinander übergehen. Aus diesem Verhalten schließen wir auf eine flache Aufbiegung des M1- und M2-Niveaus im Mittellauf, hingegen auf eine Konvergenz dieser Niveaus im Unterlauf des Henares.

f) Zusammenfassendes zu den Flußterrassen

Es zeigt sich, daß zwischen der heutigen Flußkurve des Río Henares im Bereich des Neukastilischen Beckens und den festgestellten Terrassenzügen eine weitgehende Übereinstimmung besteht. Hieraus schließen wir, daß seit der Ausbildung der oberen Hauptterrasse keine größeren tektonischen Bewegungen mehr stattgefunden haben, was sich aus der Einheitlichkeit der Terrassenzüge ergibt. Vor Ausbildung dieser oberen Hauptterrasse jedoch wurde das Gebiet zu beiden Seiten des Henares von tektonischen, und zwar weitphasigen Bewegungen erfaßt, die von größter Bedeutung für die Morphologie des Gebietes sind.

In diesem Zusammenhang sei bemerkt, daß auch die Nebenflüsse des Río Henares auf ihre Terrassen hin untersucht wurden. Diese Beobachtungen sollen an anderer Stelle verwertet werden. Ed. Hernández-Pacheco (1928, S. 32) erwähnt, daß er bei Pálmaces, also am Río Cañamares eine 7—10-m-Terrasse und eine 22—30-m-Terrasse festgestellt hat. Es geht jedoch nicht an, diese Terrassenstücke ohne Rücksicht auf die Flußkurve mit Terrassen mit ähnlichem oder gleichem Abstand von der Flußsohle am Unterlauf der Henares oder Jarama oder gar Tajo zu verknüpfen. Es zeigt sich, daß gegen die Beckenränder des Neukastilischen Beckens gerade die beiden unteren Terrassen ausklingen, was sich zwangslos daraus erklärt, wenn wir die Hebungstendenz dieser Ränder und Rahmen sowie die rückschreitende Erosion in Rechnung stellen.

2. Río Jarama (Profil Nr. 7)

Zur Darstellung gelangt nur der Lauf des Río Jarama oberhalb der Einmündung des Río Henares. Von hier bis Puebla del Vallés, wo etwa der Nordrand des Neukastilischen Beckens gelegen ist, bewältigt der Jarama auf dieser 80 km langen Strecke ein Gefälle von rund 200 m. Das durchschnittliche Gefälle pro Kilometer beträgt demnach etwa 2,5 m. Dieses ist trotz der kürzeren Laufstrecke und trotz der durchschnittlich größeren Wasserführung des Río

Jarama etwas größer als das des Río Henares (2,2 m pro Kilometer). Auf der unteren Strecke bis Talamanca entspricht das durchschnittliche Gefälle von 1,7 m pro Kilometer ungefähr dem des unteren und mittleren Henares. Oberhalb von Talamanca erreicht es jedoch 3,25 m pro Kilometer, was nur zum Teil durch die geringere Wasserführung oberhalb der Einmündung des Río Lozoya erklärt werden kann.

a) Eine bzw. zwei Niederterrassen

Eine *10-m-Terrasse* verfolgen wir bis Talamanca. Weiter oberhalb bildet sie dann die breite, huerta-reiche Talaue. Eine *20-m-Terrasse* verfolgt man gleichfalls bis gegen Talamanca, weiter flußaufwärts übernimmt sie allmählich die Rolle der 10-m-Terrasse und oberhalb der Einmündung des Río Lozoya in den Río Jarama wird sie zur breiten Talaue. Die beiden Niederterrassen klingen also in der Laufstrecke mit dem ausnahmsweise großen Gefälle von 3,25 m pro Kilometer aus.

b) Zwei Mittelterrassen

Die untere *30—40-m-Terrasse* verfolgen wir von der Einmündung des Río Henares in den Jarama, wo sie in 590 m über NN liegt, über die 600 m über NN gelegene Terrasse unterhalb des Dörfchens Barajas de Madrid (Beobachtung von Royo y Gomez, 1928, S. 41) zum Palacio de Velvis, wo sie zu beiden Seiten des Flusses in 625—635 m zu beobachten ist. Zwischen Einmündung des Río Guadalix und dem Dorf Valdetorres findet sich die 30—40-m-Terrasse in breiter Entwicklung auf der linken Talseite in 650—670 m über NN. Oberhalb und bei Talamanca gleichfalls auf der linken Talseite in 675—680 m über NN. Bei Torremocha ist sie als 30-m-Terrasse (710 m über NN) auf der rechten Talseite und oberhalb Úceda auf der linken Talseite (720—730 m über NN) entwickelt (Tafel I, Abb. 2). An der Brücke über den Río Jarama am Wege Puebla del Vallés – Valdepeñas de la Sierra beobachten wir sie als 10—20-m-Terrasse, bei Retiendas als 5—10-m-Terrasse. Weiter oberhalb scheint diese Terrasse auszuklingen.

Die *obere Mittelterrasse* tritt uns auf der unteren Laufstrecke des Río Jarama als *60—70-m-Terrasse* entgegen. Auf ihr liegt beispielsweise das Dörfchen Barajas de Madrid, 622 m über NN (Beobachtung von Royo y Gomez, 1928, S. 41). In der Nähe der Einmündung des Río Guadalix tritt sie sowohl auf der rechten Talseite (Fuente del Fresno, 658 m über NN) als auch ganz besonders auf der linken Talseite (Tres términos, 650—660 m) in Erscheinung. Bei Talamanca beobachtet man sie, namentlich auf der linken Talseite, 710 bis 720 m über NN (oberhalb der Casa de Caraquiz (verwiesen sei bezüglich dieser Beobachtung auch auf die Arbeit von F. Hernández-Pacheco und P. Aranegui, 1927, Profil S. 7). Oberhalb der Casa Paviales findet sie sich in 730—740 m über NN auf der rechten Talseite. Zwischen Valdepeñas de la Sierra und Puebla del Vallés in einem Abstand von 40—50 m über dem Fluß.

c) Zwei Hoch- oder Hauptterrassen

Für die Campiñalandschaft um Madrid ist die untere Stufe, *80—100 m* über dem Fluß, tonangebend. Im Gebiet des Zusammenflusses der Flüsse Henares, Jarama und Manzanares, d. h. südlich und östlich von Madrid, findet sich

diese Terrasse in ganz besonders breiter Entwicklung. Aus ihr ragen noch einige Kegelberge empor (Cerro de Vallécas). Bevor wir diese Terrasse Jarama aufwärts verfolgen, scheint es in Hinblick auf unsere Fragestellung reizvoll, gerade diese Terrasse flußabwärts bis zum Tajo zu verfolgen, wo eine 80 bis 100-m-Terrasse bereits von mehreren Forschern (Gomez de Llarena, Roman, Aranegui) auf der Strecke zwischen Aránjuez und Talavera de la Reina beschrieben wurde. Jarama abwärts verengt sich die 80—100-m-Terrasse und ist vorzugsweise auf der rechten, westlichen Talseite entwickelt. Zwischen Ciempozuelo und Seseña findet sie sich in 620—600 m und scheint hier mit der Auflagerungsfläche der obermiozänen Schichten, die wir als eine intratertiäre Einebnungsfläche erkannt haben, zusammenzufallen (siehe Profile 7 und 8, bei Royo y Gomez, 1926, c., S. 17). Im Mündungsgebiet des Río Jarama in den Río Tajo gewinnt diese Terrasse zu beiden Seiten wieder mächtig an Ausdehnung. Wir beobachteten sie dort in einer Höhenlage von 580—600 m.

Am Palacio de Velvis beobachten wir diese Terrasse zu beiden Seiten des Flusses in 680 m, besonders schön südöstlich von Alcobendas. Oberhalb der Einmündung des Río Guadalix findet sie sich in breiter Ausbildung auf der rechten Flußseite, östlich der Landstraße San Agustin – El Molar in 710 bis 730 m über NN (90—100 m über dem Fluß). Von hier verfolgen wir sie zum Casa de Caraquíz oberhalb Talamanca auf die linke Talseite, wo sie in 770 m über NN von F. Hernández-Pacheco beobachtet wurde (1927, S. 7, zus. mit P. Aranegui). Auf der rechten Talseite findet sie sich gleichfalls in 760—780 m an der Straße el Vellón – Torrelaguna. Von hier verfolgen wir sie wieder auf die linke Talseite gegen das hoch und frei gelegene Dörfchen Uceda, 780 bis 790 m über NN. Zwischen Valdepeñas und Puebla del Vallés beobachteten wir sie in 830 m, nunmehr nur noch 70—80 m über dem Fluß.

Auf der Strecke Puebla del Vallés – Valdepeñas – Casa de Uceda ist die obere Stufe der Hauptterrasse, *120—140 m* über dem Fluß, auf der linken Talseite fast durchlaufend zu verfolgen. Dies beobachtet man von der freien, vorgeschobenen Anhöhe 987, Guadarrama, im Winkel zwischen Río Jarama und Río Lozoya (Tafel II) ganz vorzüglich: Loma de los Pradillos 860—870 m, Cantera del Longar 860 m, Pico de la Villa 860 m, Los Campillos 850 m, Las Turruleras 840 m, Cerro Banés 840—830 m, die Höhen südlich und südöstlich der Ermita San Roque, südlich von Uceda, 820 m. Weiterhin bleibt diese Terrasse besonders auf der linken Talseite gut entwickelt: Cabeza Retamera 790—780 m, Cerro de la Muela 790—800 m, die Anhöhen östlich von Valdepiélago 780 m, bei El Casar de Talamanca 770/760 m. Das Absetzen dieser breiten Flurterrassen gegen die östlich anschließende Hochfläche (M1) ist überaus markant. Man beobachtet dies besonders eindrucksvoll von der Anhöhe 925 (Caíza) bei El Vellón oder von der Dehesa vieja 975 m, nördlich von dem Städtchen Torrelaguna. In die östlich anschließende Hochfläche kann man entlang den Arroyos breite, auf diese Terrasse eingestellte, ehemalige, erst wenig zerschnittene Talböden verfolgen (besonders typisch östlich von Ribatejada und Galápagos). Unterhalb El Casar del Talamanca verbreitert sich diese Terrasse, namentlich auf der linken Talseite außerordentlich. Zwischen Ajalvir und Paracuellos findet sie sich in 700—720 m über NN. Die Terrasse von Paracuellos hat Royo y Gomez (Erl. z. d. geol. Blatt Madrid, S. 41) beschrieben.

d) Zusammenfassendes zu den Flußterrassen

In gleicher Weise wie bei dem Río Henares stellen wir auch für den Río Jarama eine weitgehende Übereinstimmung zwischen den Terrassenzügen und der heutigen Flußkurve fest. Auch hier klingen die beiden Niederterrassen gegen den Beckenrand hin aus.

e) M2- und M1-Fläche und ihr Verhalten zu der oberen Hauptterrasse (120—150 m)

Die M2-Fläche zeigt auf der linken Talseite des Río Jarama südlich von Puebla del Vallés einen abnehmenden Abstand zu der M1-Fläche und zu der oberen Hauptterrasse. Auf der rechten Talseite, die zur Hauptsache bereits dem Kastilischen Block angehört, ist dies jedoch nicht der Fall. Als Beispiel führen wir nur die aus jungtertiären und alttertiären Schichten aufgebaute Höhe 987 (Guadarrama), die oben mit groben Geröllen bedeckt ist, an. Von dieser Anhöhe beobachtet man, daß östlich der Landstraße Uceda – Viñuelas – Fuentelahiguera eine Fläche gegen Norden deutlich ansteigt (siehe Flußprofil des Río Jarama). Diese Fläche läßt sich unschwer als dem M2-Niveau angehörig identifizieren. In diese ansteigende M2-Fläche legt sich das M1-Niveau als breite Flurterrasse: bei Casa de Uceda in 900—920 m, bei Matarrubia in 910—930 m (cerro de los Llanillos, Loma de Cuéllar), bei Puebla de Vallés in 940—950 m. Auch auf der rechten Talseite, ober- und unterhalb von Valdepeñas de la Sierra, bereits im Bereich des Kastilischen Blockes, ist dieses Niveau in gleicher Höhenlage gut zur Ausbildung gelangt. Da der Abstand zwischen M2- und M1-Niveau in diesem Gebiet Jarama aufwärts zunimmt, flußabwärts jedoch abnimmt und schließlich überhaupt kein Niveauunterschied mehr wahrzunehmen ist, schließe ich auf eine durch Abbiegung des M2-Niveaus bedingte Flächenkonvergenz.

Westlich der obengenannten Landstraße entwickelt sich das M1-Niveau dann zu einer freien, beherrschenden, durch eine 3—5 m mächtige Schotterdecke gekennzeichnete Hochfläche. Zwischen Viñuelas und Fuentelahiguera beobachtet man das Verhältnis zwischen Untergrund und Schotterdecke besonders gut. Der Untergrund besteht hier aus feinen rötlichen Sanden und Tonen mit ganz feinen Geröllen (Quarze, zersetzte Granite, Gneise, Quarzite): Randfazies des Obermiozäns. Gegen Süden schalten sich immer mehr feine Mergelbänkchen ein, die gelegentlich zu Kalkmergeln werden. Die Farbe nimmt gegen Süden zunehmend Lachsfarbe an. Diese Farbe wird unterbrochen von grün-grauweißen Tupfen (Kalkknoten). Bei Viñuelas zeigen die Schichten ein flaches Fallen gegen Süden bis Südsüdosten, bei Fuentelahiguera hingegen gegen Norden bis Nordnordwesten. Über diesen Untergrund legt sich die tischebene Schotterfläche des M1-Niveaus, deren gelbrote Schotter ziemlich grob sind und Gerölle mit einem Durchmesser bis zu 25 cm enthalten. Es handelt sich hierbei vorzugsweise um Quarzitgerölle. Beträgt der Abstand dieser Fläche zu der oberen Hauptterrasse bei Uceda 60—70 m, so vergrößert sich dieser flußabwärts auf 80—90 m, um dann aber unterhalb El Casar de Talamanca sich rasch zu verkleinern auf 40—50 m westlich von Algete – Ajalvir. Weiter abwärts ist es dann schwer, die 120—150-m-Terrasse von dem M1-Niveau zu trennen.

Die Hochfläche westlich des Río Jarama, die die Wasserscheide zwischen

Dachfläche der Sierra Guadarrama über Granit und Gneis

Standort etwa 2200 m hoch gelegen am Westhang der Peñalara. Blick gegen Westen über die 2000—2100-m-Gipfelflur der D-Fläche. Rechts der Abfall zur Altkastilischen Rampe. Aufnahme J. Schwenzner, 20. 8. 29

Dachfläche der Somosierra (Silur-Schiefer- und Quarzite) mit eingelassenen M3-Trogterrassen

Standort Pico Santotis, 1550 m, südwestlich von Semillas. Blick gegen Norden. Rechts das Tal des Río Cristobal, links das Tal des Río Sorbe. Im Hintergrund die sanft geschwungene Dachfläche des Somosierra-Blockes (rechts der Altorey, 1830 m in der Mitte Altos de Abantos, 1780—1809 m, links Sierra de Ocejón, 1800—1900 m). Im Vordergrund die M3-Fläche, 1400—1450 m, dahinter entlang den Talungen das M3-Niveau als Trogterrasse, in die noch enge Steiltäler, deren Sohlen bei 900—1000 m liegen, eingelassen sind. Aufnahme J. Schwenzner, 23. 3. 30

Río Jarama und Río Manzanares darstellt und ein Teil der morphographischen Einheit der Meseta von Fuencarral – Navalcarnero ist, ist auch nach ihrem Verhalten zu den Terrassenzügen des Jarama als Teil des M1-Niveaus aufzufassen. Die absolute Höhe wie das M1-Niveau östlich des Jarama erreicht sie jedoch nicht, ihr orographisches Verhalten ist ein ganz anderes. Bereits am Kastilischen Block erreicht sie nicht mehr als 760 m über NN. Die Abdachung gegen Süden ist äußerst gering. Bei Fuencarral, einem Vorort von Madrid, liegt sie noch in 730—740 m. Erst dann dacht sie etwas stärker ab. Auch schon oberhalb Fuencarral ist der Übergang zwischen dieser Fläche und der 120 –150-m-Terrasse überaus sanft. Weiter unterhalb ist eine Scheidung dieser beiden kaum noch möglich. Royo y Gomez (Erl. z. d. geol. Blatt Madrid, 1929, S. 33, 34, 79) stellt daher mit Recht für die Gegend um Madrid zwei Flächen als tonangebend für das Landschaftsbild heraus: im nördlichen Teil eine 700 bis 720-m-Fläche (=120—150-m-Terrasse) und im südlichen Teil eine 640 bis 650-m-Fläche (100-m-Terrasse).

Als wichtige Ergebnisse haben wir festzuhalten:

1. M2- und M1-Niveau konvergieren im Bereich der Meseta von Angón – La Toba – Cogolludo – Viñuelas. Diese Zone ist durch das Vorherrschen der M1-Fläche gekennzeichnet. Morphotektonisch ist diese Zone durch eine flache Einmuldung der jungtertiären Schichten gekennzeichnet.

2. Das M1-Niveau ist westlich und östlich des Río Jarama in verschiedener Höhenlage anzutreffen. Hieraus möchten wir eine wichtige tektonische Linie erschließen, der der Río Jarama folgt. Westlich dieser Linie ist das M1-Niveau abgebogen bzw. abgesunken. Hierfür spricht auch der asymmetrische Talcharakter des Río Jarama auf der Strecke Torrelaguna – Paracuellos: sanfter geböschter linker Talhang, steilerer rechter Talhang.

3. M1-Niveau und 120—150-m-Terrasse konvergieren östlich und südöstlich von Madrid (Campiña von Madrid).

4. Seit Ausbildung der 120—150-m-Terrasse haben größere tektonische Bewegungen nicht mehr stattgefunden.

3. Río Guadarrama (Profil Nr. 8)

Die Flußkurve ist bis an den Kastilischen Block völlig ausgeglichen. Auf der 65 km langen Strecke zwischen Cabaña de la Sagra und dem Rande des Kastilischen Blockes überwindet der Río Guadarrama ein Gefälle von 140 m, woraus sich ein durchschnittliches Gefälle von 2,15 m pro Kilometer ergibt, das also dem des unteren Río Henares gleichkommt.

Zwei Niederterrassen, 20—25 m über dem Fluß, und 10—5 m über dem Fluß. Die untere Niederterrasse geht zwischen Villaviciosa und Villanueva in den Talboden des Flusses ein.

Zwei Mittelterrassen, die untere 40—50 m, und die obere 60—70 m über dem Fluß, sind durchlaufend zu verfolgen.

Eine 90—100-m-Hauptterrasse ist gleichfalls gut entwickelt. Südlich von Lominchar erbreitert sie sich stark und gewinnt Anschluß an die 100-m-Terrasse des Río Tajo, die gerade dort auf der rechten Seite des Río Tajo besonders breit entwickelt ist. Auch die obere Mittelterrasse ist dort sehr breit zur Ausbildung gelangt. Beide zusammen nehmen den bei weitem größten Teil der Campiña des Tajo ein (siehe auch Profil Nr. 5).

Eine obere Stufe der Hauptterrasse würden wir nach den am Río Jarama und Río Henares gemachten Erfahrungen in 120—150 m über dem Río Guadarrama erwarten. In dieser Höhenlage finden wir jedoch keine Terrasse, sondern zu beiden Seiten des Flusses Teile der Meseta von Navalcarnero – Fuencarral, die bereits als zum M1-Niveau zugehörig erkannt wurde. Zur Linken, zwischen Río Manzanares und Río Guadarrama, in 650—750 m ein an den Flanken zugerundetes Stück dieser Meseta, auf der beispielsweise die Dörfchen El Viso und Griñon gelegen sind. Ähnlich wie bei der Hochfläche von Fuencarral zwischen Río Jarama und Río Manzanares ist das Nord-Süd-Gefälle dieses Flächenstücks sehr gering: etwa 1,9—2 m pro Kilometer. Dieses Flächenstück überragen noch einige Küppchen um 20—40 m (siehe auch S. 40). Zur Rechten findet sich die Meseta von Navalcarnero in einer etwas tieferen Lage: 675 bis 620 m über NN. Diese Fläche dacht gegen Westen stärker als gegen Süden ab. Dieser Abdachung scheinen die Flüsse Río Perales und der untere Río Alberche zu folgen.

Es ergibt sich, daß das M1-Niveau nicht nur um Madrid mit der oberen Stufe der Hauptterrasse verschmilzt, sondern auch in dem ganzen Gebiet westlich des unteren Río Manzanares und westlich des unteren Río Jarama. Offen bleibt, ob die dieser Fläche aufgesetzten cerros und Küppchen Reste eines älteren (M2 ?) Niveaus darstellen.

5. Zusammenfassung der morphologischen Ergebnisse und die sich daraus ergebende Stellungnahme zu den Ansichten von Eduard Hernández-Pacheco („Los cinco ríos principales de España y sus terrazas, 1928)

Für das Zuflußgebiet des Río Tajo glaubt Ed. Hernández-Pacheco nur drei diluviale Terrassen (12, 30 und 50 m über dem heutigen Flußniveau) durchlaufend verfolgen zu können (S. 52). Terrassenstücke, die nicht in diese Normalniveaus hineinpassen, werden als Lokalterrassen (terrasses poligéniques im Sinne Chaput, also als Beschotterung von Gleithängen aufgefaßt, S. 46). Weiterhin stellt dieser Forscher noch eine wasserscheidende, durch Beschotterung gekennzeichnete Plattformfläche (plataforma) in einer Höhe von 100 m und mehr über dem Fluß fest (S. 52), der er pliozänes Alter zuspricht.

Die Gleichmäßigkeit und Regelmäßigkeit, die die Flußterrassen in ihrem Verhalten zu der Flußkurve und untereinander zeigen, glaubt er nur durch klimatische Ursachen erklären zu können. Epirogenetische oder eustatische Ursachen lehnt er ausdrücklich ab (S. 119). Ed. Hernández-Pacheco denkt an einen Zusammenhang zwischen den Terrassen und den Eiszeiten: Aufschotterung während der Vereisungsperioden, Eintiefung in den Interglazialzeiten (S. 121). Das Hauptargument für Ed. Hernández-Pacheco gegen eine epirogenetische Erklärung ist, daß die Terrassen gleichmäßig von der einen tektonischen Zone in die andere übergingen, ohne dadurch gestört zu werden. Einen exakten Beweis an Hand der Flußkurve und an Hand eines Terrassenprofils bleibt er jedoch schuldig.

Meine Beobachtungen hinsichtlich der Flußterrassen ergeben für das Neukastilische Becken, daß wir mit fünf eigentlichen Flußterrassen zu rechnen haben, die durchlaufend zu verfolgen sind:

1. eine untere Niederterrasse 10 m über dem heutigen Fluß
2. eine obere Niederterrasse 20 „ „ „ „ „
3. eine untere Mittelterrasse 30— 40 „ „ „ „ „
4. eine obere Mittelterrasse 60— 70 „ „ „ „ „
5. eine untere Hauptterrasse 80—100 „ „ „ „ „

Die beiden Niederterrassen, die sich allenfalls zusammenfassen lassen, klingen gegen den Beckenrand in Talböden aus. Die gleiche Anzahl von Terrassen stellt Royo y Gomez auch für die beiden geologischen Blätter 1:50 000 Madrid und Alcalá de Henares fest (1928, S. 177—178; 1929, S. 77—78, Erläuterungen).

Oberhalb der unteren Hauptterrasse stellten wir westlich des Río Jarama zwei Niveaus und östlich dieses Flusses drei Niveaus fest, die sämtlich durch Beschotterung, namentlich mit sehr groben Quarzitgeröllen gekennzeichnet sind. Anordnung und Ausbildung dieser Niveaus: M2, M1 und 120—150-m-Terrasse (obere Stufe der Hauptterrasse) sind tektonisch beeinflußt.

Die Anordnung der drei Niveaus östlich des Río Jarama ist weitgehend durch eine weitphasige Wellung (Großfaltung) bedingt. Die Achsen der flachen Aufbiegungen und Einbiegungen sind nordöstlich-südwestlich gerichtet, folgen also im großen und ganzen der Streichrichtung des Kastilischen Hauptscheidegebirges. Diese Großfaltung scheint eine ältere, engphasigere Faltung, die sich in den obermiozänen Schichten widerspiegelt, fortzusetzen und späterhin wenigstens zweimal aktiv gewesen zu sein. Die Einbiegungen sind durch plötzlich starke Erbreiterung der tieferen Niveaus gekennzeichnet, was sich daraus erklärt, daß in diesen Zonen die Breitenerosion das Übergewicht über die Tiefenerosion erlangt hat. Die Aufbiegungen sind durch das Vorherrschen des M2-Niveaus gekennzeichnet, dem sogar gelegentlich noch flache Restberge aufsitzen, während das M1-Niveau hier den Charakter einer Terrasse annimmt.

Das M1-Niveau ist vornehmlich zwischen dem Kastilischen Hauptscheidegebirge und dem Río Henares entwickelt, also im Bereich der Meseta von Angón – La Toba – Cogolludo – Viñuelas. Diese Zone ist durch eine flache Einbiegung gekennzeichnet, die zuerst das M2-Niveau ergriff, das sich noch entlang dem Nordrand dieser Zone findet, und dann sogar das M1-Niveau selbst. Der Tiefenlinie dieser Einbiegung folgt der Río Henares. Diese Einbiegung queren die aus dem Gebirge kommenden Flüsse Cañamares, Bornova, Aliendre und Sorbe, die den Río Henares gegen Süden abdrängten. Hierdurch und durch die schwache Schrägstellung des M1-Niveaus späterhin erklärt sich der asymmetrische Talcharakter des Río Henares ab Matillas. Westlich von Viñuelas erfuhr das M1-Niveau eine Schrägstellung gegen Südwesten, was sich einmal in dem gegen Südwesten gerichteten Lauf des Arroyo Torote und zum anderen im asymmetrischen Talprofil des Río Jarama auf der Strecke Talamanca – Paracuellos ausdrückt.

Südlich des Henares erfuhr das M2-Niveau eine flache Aufbiegung, die allem Anschein nach durch eine flache Einbiegung, der der Río Tajuña folgt, unterbrochen wird.

Der Río Tajo folgt ab Sayaton einer Einbiegung des M2-Niveaus. Diese scheint sich gegen Osten fortzusetzen und durch den Verlauf des Río Guadiela dort markiert zu sein.

Die Einbiegung, der der Río Tajo folgt, wird in Nord-Süd-Richtung von dem Horst der Sierra de Altomira gequert. Die Streichrichtung dieses schmalen

Horstes ist ungefähr parallel zu der der Hesperischen Ketten. Dieser schmale Horst wird vom M2-Niveau gekappt. Für die Anordnung des Flußnetzes ist er von großer Wichtigkeit, beeinflußt er doch namentlich den Lauf des Río Tajo. Dieser Horst setzt die aufwärts gerichtete Bewegungstendenz der morphotektonischen Einheit des Altomirasattels fort. Dasselbe beobachtete ich am Sattel von Cendejas – Huérmeces, der uns als flache Aufbiegung des M2-Niveaus entgegentritt.

Gegen den Río Jarama biegt sowohl das M2- wie auch das M1-Niveau ab. Gleichzeitig gewinnt die obere Hauptterrasse (120—150 m über dem heutigen Flußniveau) stark an Ausdehnung. Im Bereich zwischen Jarama und Henares nähern sich M1-Niveau und obere Hauptterrasse einander so stark, daß es kaum möglich ist, sie im Gelände zu trennen.

Westlich des Río Jarama findet sich das M1-Niveau nur noch im Hochflächenstück zwischen Río Jarama und Río Manzanares. Sonst tritt uns nun die obere Hauptterrasse als freie, wasserscheidende Hochfläche entgegen, die gegen Westen schwach geneigt erscheint. Dieser schwachen Neigung folgen Río Perales und unterer Río Alberche.

Der Lauf des Río Jarama abwärts von Torrelaguna scheint einer wichtigen Nord-Süd gerichteten tektonischen Linie zu folgen. Hierfür spricht vor allem die Tatsache, daß westlich und östlich dieser Flußstrecke die Hochflächen, auch Stücke gleichen morphologischen Alters, in ganz verschiedener Höhenlage und mit ganz verschiedenen Abdachungsverhältnissen anzutreffen sind.

Im Raume betrachtet beobachten wir, daß gegen Westen, gegen Toledo und Talavera de la Reina, die Senkungstendenz immer stärker wird. Hier sind gerade die tieferen Niveaus für das Landschaftsbild beherrschend. Die Zone westlich des Jarama ist durch Flächenkonvergenz gekennzeichnet. In dem Maße, wie der Senkungsbetrag zunimmt, verengt sich der Raum, in dem dies der Fall ist, trichterförmig. Es kommt zu einer ausgesprochenen Grabenbildung (fosa del Tajo, Ed. Hernández-Pacheco). Diesen begrenzt im Norden der Kastilische Block, im Süden der Grundgebirgsblock der Montes de Toledo. Er ist ein Teil eines bereits im Alttertiär angelegten Grabens, der den Kastilischen Block im Süden begleitet (siehe auch Ed. Hernández-Pacheco, 1929, Fig. 6, S. 201). Der im Alttertiär gebildete Graben nahm jedoch gegen Osten bis Südosten an Breite und Tiefe zu. In dieser Richtung erfolgte damals auch die Sedimentation (Royo y Gomez, 1929, c., S. 501). — Bei dem jungen Tajograben, dessen Bildung nach dem Pont erfolgte, ist die Bewegungstendenz und die Entwässerung jedoch genau umgekehrt. Gegen Osten, östlich des Río Jarama, bedingte die Aufwärtsbewegung dieses Gebietes Flächenaufspaltung: M2-, M1-Niveau und 120—150 m obere Hauptterrasse.

Das Ausmaß dieser jungen, tektonischen Bewegungen kommt erst dann recht zum Bewußtsein, wenn man berücksichtigt, daß noch im Pont im Bereich des Neukastilischen Beckens die Anordnung des Flußnetzes eine ganz andere war. Die Entwässerung erfolgte gegen Süden bzw. Südsüdosten, was eine Abdachung der damaligen (Aufschüttungs-) Oberfläche in dieser Richtung zur Voraussetzung hat. Dies erschließen wir aus der Fazies der oberen Schichten des Obermiozäns, die zwischen Alcalá de Henares und Guadalajara zu beiden Seiten des Flusses u. a. stark zersetzte Granitgerölle enthalten, die nur aus der im Norden bis Nordwesten hiervon gelegenen Sierra de Guadarrama

stammen können. Zu der gleichen Auffassung gelangt Royo y Gomez (erwähnt 1929, c. S. 501), wobei er Bezug auf die von ihm verfaßten Erläuterungen des geologischen Blattes Algete nimmt, die aber bis heute, wie es scheint, noch nicht gedruckt sind.

Nach Ausbildung der oberen Hauptterrasse scheint die junge Tektonik im Bereich des Neukastilischen Beckens, mit Ausnahme der Verwerfung am Südrand der Neukastilischen Rampe, beendet zu sein und nunmehr einer gleichmäßigen Hebung des gesamten Beckens Platz gemacht zu haben, die durch die Terrassenzüge angedeutet wird, die in den Pausen der Aufwärtsbewegung zur Ausbildung gelangten.

c. Der Anteil am Hesperiden-Faltenblock

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit interessiert der nördliche Teil der morphotektonischen Einheit des Hesperiden-Faltenblocks, etwa nördlich einer Linie Cifuentes – Maránchon – Somaën. Durch die Lage zu den drei anderen morphotektonischen Großeinheiten gewinnt dieser Teil mit Hinblick auf die morphologische Fragestellung ganz besonderes Interesse; im Westen grenzt dieser Teil an das Neukastilische Becken und an den Kastilischen Block und im Norden und Nordosten an das Altkastilische Becken.

Der oben abgegrenzte Anteil am Hesperiden-Faltenblock umfaßt die oro- und morphographische Einheit der östlichen Vorlage des Kastilischen Hauptscheidegebirges, sowie die östlichste oro- und morphographische Untereinheit des Kastilischen Hauptscheidegebirges: die Sierra de Pela.

Am Aufbau dieser Zone sind in erster Linie mesozoische Schichten beteiligt (Stockwerk 2 und 3). Die Lagerungsverhältnisse sind im wesentlichen durch die postunteroligozäne Gebirgsbildung gegeben: Sättel und Mulden, deren Achsen entweder Nordwest-Südost oder Südwest-Nordost streichen (Karte 1). Längs- oder Querstörungen komplizieren den Sattel- und Muldenbau (Karte 2). In den Sätteln treten im Kern gelegentlich Schichten des Unterbaues (Silur) zutage; im übrigen sind die Sättel durch die Triasschichten gekennzeichnet. Die Mulden stellen das Verbreitungsgebiet von Jura- und Kreide-, in der Campisábalosmulde auch von Alt- und Jungtertiärschichten dar. Diesen Bau kappt die „Hesperische Meseta", die im Bereich der Sierra de Pela den Charakter einer Fußfläche (Piedmont) des Kastilischen Hauptscheidegebirges hat, weiter südlich jedoch den einer freien Rumpffläche, die das Neukastilische vom Altkastilischen Becken scheidet. Erst südlich des Río Tajuña ändert sich dies.

1. M3-Fläche und intratertiäre Rumpffläche

Wir stellten bereits fest, daß die Hesperische Meseta in zwei Stufen zerfällt: in eine untere in einer Höhenlage zwischen 1050—1100 m über NN und in eine obere zwischen 1150—1250 m über NN. Die untere Stufe ließ sich auf Grund ihrer Beziehungen zu den Hochflächen des Neukastilischen Beckens (der südlichen Vorlage des Kastilischen Hauptscheidegebirges) als M2-Niveau identifizieren, für das wir postpontisches Alter nachweisen konnten. Der oberen Stufe legten wir die Bezeichnung M3-Fläche zu (S. 29). Es gilt nun, das Alter

und die Bildungsweise dieser M3-Fläche zu studieren. Es besteht die Möglichkeit, daß die M3-Fläche die intratertiäre Rumpffläche repräsentiert, die im Neukastilischen Becken eingebogen wurde und dort die Unterlage der obermiozänen Schichten bildet. Im Bereich des Hesperiden-Faltenblocks wäre dann die intratertiäre Rumpffläche aufgebogen. Für diese Auffassung sprechen mehrere Beobachtungen. Die M3-Fläche zeigt in der Tat, z. B. längs eines Profils von Baídes – Yuba, eine solche flache Aufbiegung. Bei Carabias liegt sie in 1150 m über NN, steigt auf 1200—1240 m im Bereich der Hauptwasserscheide zwischen Tajo und Duero bzw. Ebro, um dann gegen Osten wieder auf 1160—1150 m abzubiegen. An den Rändern des Hesperiden-Faltenblocks gegen das Neu- bzw. Altkastilische Becken zeigen sich interessante Lagerungsverhältnisse der obermiozänen Schichten. Ich beobachtete an der Strecke Ligos – Caracena – Galapagares (also entlang dem Nordrand des Hesperiden-Faltenblocks), daß dort ein altes Relief von obermiozänen Konglomeraten und Mergeln begraben ist. Alte Talläufe, gelegentlich von den heutigen Tälern gequert, sind damit ausplombiert. Oben werden diese klastischen obermiozänen Bildungen vom Páramokalk oder einem sehr feinkörnigen Kalkkonglomerat abgeschlossen. Und diese oberen, wohl pontischen Schichten greifen rechts und links solcher ausplombierten Täler weit aus und decken eine ausgesprochene Ebenheit, eine Rumpffläche ein. Diese Decke, zumeist nur noch in Fetzen erhalten, ist hier selten mehr als 20 m mächtig. Die Oberfläche dieser Decke spielt genau auf das Niveau der M3-Fläche ein. Ähnliche Beobachtungen machte ich entlang der Grenze zwischen Hesperiden-Faltenblock und Neukastilischem Becken, wobei ich auch auf die Beobachtungen von Richter und Teichmüller (1933, S. 79, Abb. 33) verweisen möchte. Aber auch in zentraleren Teilen der Hesperischen Meseta finden sich Fetzen von obermiozänen Ablagerungen. Diese sind zur Hauptsache hier auf das Verbreitungsgebiet mit Keuperschichten beschränkt, die, wie wir bereits ausführten, morphologisch weich sind und daher durch Erbreitung der Talungen und Ausräume gekennzeichnet werden. Hier finden sich gelegentlich konglomeratische Bildungen, vom Volk „toba" genannt (siehe auch Schroeder, 1930, S. 159—160). Diese Vorkommen, z. B. bei Miedes in 1100—1140 m über NN gelegen, können jedoch auch als jüngere Bildungen aufgefaßt werden, die in Zusammenhang mit der Bildung der auf M2- bzw. M1-Fläche eingestellten Terrassenböden zu bringen sind. Diesen Eindruck gewinnt man ganz besonders bei Miedes und Hijes, wo die M3-Fläche sich 200—250 m über diese Vorkommen erhebt. Anders verhält es sich mit den leicht konglomeratischen Páramokalkvorkommen im Bereich der Hauptwasserscheide zwischen Barahona und Paredes und zwischen Barcones und Romanillos. Hier liegen die leicht konglomeratischen Páramokalke, die kleine Quarz- und Quarzitgerölle enthalten, reinen Kalken, namentlich Carñiolaskalken auf, die von einer Rumpffläche gekappt werden. Die Höhenlage dieser Rumpffläche schwankt zwischen 1150 und 1200 m. Bei diesen Páramokalkvorkommen handelt es sich wohlgemerkt um kleine Fetzen. Ein ähnliches Verhalten beobachtet man zwischen Galapagares und Retortillo de Soria. Hieraus könnte man den Schluß ziehen, daß die aufgebogene alttertiäre Rumpffläche zunächst zerschnitten worden sei, dann aber in dem Maße wie die Auffüllung der Becken fortschritt, wieder zugedeckt wurde. Zur Zeit des Pont bestand dann sogar stellenweise eine Verbindung zwischen Neu- und Altkastilischem

Becken. Gegen diese Auffassung sprechen zunächst einmal die Lagerungsverhältnisse in der Mulde von Campisábalos. Dort beobachten wir, daß die alttertiäre Rumpffläche wohl postum zu der durch die intratertiäre Gebirgsbildung angelegten Mulde wiederum schwach eingemuldet wurde. Diese Mulde wurde mit konglomeratischen Bildungen, die eine Mächtigkeit bis zu 100 m erreichen, erfüllt. Die Oberkante der jungtertiären Bildungen stimmt mit der Oberfläche der Rumpfflächenstücke nördlich, östlich und südlich überein. Es wäre sehr auffällig, wenn von den vielen Mulden und Sätteln des Hesperiden-Faltenblocks allein diese Mulde nach Ausbildung der intratertiären Rumpffläche nochmals aufgelebt wäre. Nehmen wir jedoch an, daß außer dieser Mulde auch noch andere Mulden und Sättel postum wieder aktiv geworden sind, so ist die M3-Fläche nicht mit der intratertiären Rumpffläche identisch, sondern eine jüngere Schnittfläche, die jedoch älter als die in ihr eingeschachtelte M2-Fläche ist, die postpontischen, wohl pliozänen Alters ist. Da die pontischen Seekalke ohne wesentliche Faziesveränderung vom Neu- bzw. Altkastilischen Becken auf den Hesperiden-Faltenblock hinüberziehen und Teile der M3-Fläche bedecken, so muß die Bildung der M3-Fläche bereits zu Beginn des

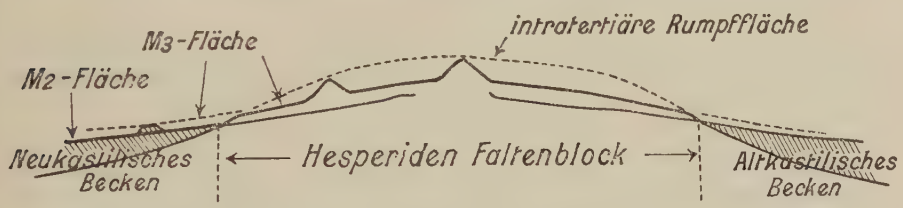


Fig. 4. Schematisches Profil durch das Flächensystem im Bereich des Hesperiden-Faltenblocks

Ponts im wesentlichen abgeschlossen gewesen sein. Hiermit würde sich die Auffassung von Lotze, die dieser im Bereich der Iberischen Ketten gewonnen hat (1929, Tafel XI, Abb. 63), auch für die Hesperischen Ketten bestätigen. Dies ist auch das Ergebnis der Untersuchungen von Richter und Teichmüller (1933, S. 68) für den Rand des östlichen Duero-Beckens westlich von Soria. Die gleiche Ansicht sprechen sie für den Bereich der Hesperischen Meseta um Sigüenza aus (S. 66). Für die Auffassung der M3-Fläche als pontische Rumpffläche, die in die aufgewölbte intratertiäre Rumpffläche eingeschnitten ist, spricht auch noch folgende Überlegung. Wäre M3-Fläche und intratertiäre Rumpffläche identisch, so wäre die Abtragung seit Ausbildung der intratertiären Rumpffläche im Bereich des nördlichen Hesperiden-Faltenblocks überaus gering. Lediglich randlich wurde dieser durch Talungen zerschnitten. Die Talungen wurden jedoch obendrein wieder zugeschüttet und schließlich die Fläche selbst noch eingedeckt. Es bleibt nun unverständlich, woher diese Schuttmassen gekommen sind. Noch schwieriger wird dann die Erklärung der Herkunft der obermiozänen Schichten, die in einer Mächtigkeit von 100—200 m als anteilige Erfüllung des Neu- bzw. Altkastilischen Beckens den nördlichen Hesperiden-Faltenblock nördlich, östlich und westlich begleiten und die die Mulde von Campisábalos ausfüllen. Die Herkunft dieser Schichten aus dem Hesperiden-Faltenblock ergibt sich aus faziellen Gründen mit Notwendigkeit.

Anders wird die Sachlage, wenn wir annehmen, daß die Gipfel der beschriebenen Inselberge (S. 26), die die M3-Fläche um 50—100 m überragen, Reste der aufgebogenen und nahezu restlos aufgezehrten intratertiären Rumpffläche darstellen. Dann steht der Abtragungsbetrag von etwa 50—100 m im Bereich des Hesperiden-Faltenblocks in einem einleuchtenderen Verhältnis zu dem Aufschüttungsbetrag, den wir in den angrenzenden Teilen des Neu- und Altkastilischen Beckens mit 100—200 m in den obermiozänen Schichten ermitteln können. Diese Vorstellung setzt jedoch voraus, daß in den Randzonen des Hesperiden-Faltenblocks intratertiäre Rumpffläche und M2-Niveau einander schneiden. Aus diesem Grunde werden die Randzonen noch einer näheren Betrachtung unterzogen.

2. Die M3-Fläche

wird durch Plateaustücke und flache, breit ausladende Rücken repräsentiert. Der Übergang von der M3-Fläche zu der M2-Fläche ist in der Regel ein sehr sanfter. Diese Eigenschaft teilt das M2-Niveau in seinem Verhalten gegen die jüngeren Niveaus jedoch nicht.

Östlich von Cifuentes hebt sich das M3-Niveau scharf vom M2-Niveau ab. Es ist dort über Kreidekalken entwickelt, die einen weitständigen Wellenwurf zeigen. In den Mulden finden sich hie und da Fetzen von obermiozänen Konglomeraten. Es wird dort getragen von: Cabeza Aguda 1187 m, Cruz Gorda 1208 m, dem breiten Plateau des Osteruelo 1183—1220 m, das der Cerro Pinoso (1250 m) noch überragt. Gegen Osten und Nordosten verfolgen wir das M3-Niveau über leicht gegen Westen einfallende Jura- und Carñiolaskalke und schließlich westlich einer Linie Luzaga – Ablanque auch über Triasschichten. Die M3-Fläche wird hier durch breite Plateaus gebildet: Otero Sacecorbe 1210 m, das sternförmig umgrenzte Plateau der Mocasilla 1200—1220 m, zwischen den Ortschaften Esplegares, Ribarredonda, Saëlices de la Sal und Sotodosos. Östlich des Río Linares über Buntsandstein, mit einem Einfallen von 10—20° westlich, das Plateau der Pisadas 1200 m, das gegen Nordosten die Llanos fortsetzen (1220 m), die gegen Nordosten sanft ansteigen auf 1220 bis 1260 m in den Copas. Südlich des Río Ablanque wird das M3-Niveau von El Llanillo (1193 m) vertreten, der ein eselskopfähnlicher Vorsprung des 1220 bis 1200 m über NN gelegenen, überaus ausgedehnten Plateaus zwischen Río Ablanque und Río Tajo darstellt. Über dieses Plateau führt die neue Carretera de Molino de Sarguillo a la de Mazarete al puente de San Pedro. Diesem Plateau vorgelagert ist die Muela Majadat 1200—1220 m, genau südlich der Ortschaft Ablanque. Von dieser Muela schaut man gegen Nordosten auf ein Flächenstück, das bei der Ermita de la Virgen del Buenlabrado in 1180—1200 m einsetzt und gegen Nordosten auf 1300—1340 m in der Peña Molar ansteigt. Gegen Norden bis Nordwesten erblickt man jedoch eine markante Stufe, die die bisher verfolgte 1200-m-M3-Fläche gegen ein höheres Niveau von 1300 bis 1350 m absetzt. Diese Stufe verläuft von Iniéstola genau in Südostrichtung. Unweit südlich von Iniéstola findet diese Stufe ihr Nordende und wird hier von einer Südwest-Nordost streichenden Stufe abgelöst, die in Richtung Luzón verläuft. Am Fuße dieser Stufen verfolgen wir die M3-Fläche in 1180—1220 m meist in Gestalt schmaler Riedel: El Pinar (1184—1200 m) nördlich von Riba de Saëlices; Morron de la Torre (1205 m) östlich von Villarejo de Medina, der

Abb. 1. Nordabfall der Sierra de Guadarrama

Standort Cerro Atalaya, 1600 m, südlich von Torrecaballeros. Blick gegen Osten auf den Abfall des Horstes der Montes Carpetanos gegen Norden zur Altkastilischen Rampe. Dieser Abfall ist hier durch das M3-Niveau gestuft. Das M3-Niveau in rund 1600 m links, das im Hintergrund rechts in das gegen rechts ansteigende Dachniveau, 1890—2100 m, eingreift. Aufnahme J. Schwenzner, 7. 5. 30

Abb. 2. M3-Niveau der Paramera de Avila

Standort am Wege Estación Herradón – (1360 m) – Pico de Valdihuelo (1581 m). Blick gegen Westen. Im Vordergrund Bacheinschnitt eines Nebenbaches des A. de la Pedriza. Im Vordergrund links und im Mittelgrund die M3-Fläche, 1400—1450 m, der im Hintergrund die Serrota, 2100—2200 m, aufsitzt. – Im Vordergrund tomillar und piornal (Ginsterbusch) mit vereinzelten Eichen (Sommerweide). Ganz links von Steinwällen (tapias) eingefaßt ein Kartoffelacker. Aufnahme J. Schwenzner, 3. 10. 31

Senkungsfeld von San Martín de Valdeiglesias im Gebiet der Einwalmung zwischen Sierra de Malagon und Sierra de Gredos

Standort an der Straße Navas del Marqués–Estación Navas del Marqués dort, wo die Straße zur Estación Navalperal abzweigt. Blick gegen Südwesten gegen San Martín de Valdeiglesias. Im Hintergrund rechts die Sierra de Gredos, 1800—2000 m, mit Vorstufe in 1400 m. In dieses Niveau (M3) spielen auch die Gipfel der Sierra San Vicente ein, links. Im Vordergrund rechts die gestörte M3-Fläche in 1300 m. Im Mittelgrund das M2-Niveau als breite Terrasse in 1050—1100 m. Darin als Terrasse eingelassen das M1-Niveau in 950—980 m. Granit und Gneis bauen diese zumeist von Harzfichten eingenommene und stark zertalte Landschaft auf.
Aufnahme J. Schwenzner

gegen Norden in Verbindung mit dem Plateau der Las Llanadas (1200—1220 m) südlich und östlich von Iniéstola, steht, das randlich stark zerschlitzt und in Muelas aufgelöst ist. Alle die genannten Plateaus sind über Buntsandstein entwickelt, der bei Iniéstola gegen Osten einfällt, weiter gegen Westen, z. B. bei Luzaya hingegen gegen Westen (Sattel von Iniéstola). Zwischen Iniéstola – Anguita – Luzón ist das M3-Niveau in der Vorlage der Stufe von Iniéstola – Luzón über Carñiolas-Muschelkalk und Buntsandstein entwickelt (Mulde von Rata – Aguilar und nördlicher Teil des Sattels von Anguita): Pardo del Santo 1200—1220 m, Quemadal 1249 m. Wenige Kilometer östlich von Luzón löst eine Nordwest-Südost streichende Stufe die Südwest-Nordost streichende von Iniéstola – Luzón ab. Diese neue Stufe wird südlich von Layna (Cueva 1277 m) wieder von einer Südwest-Nordost streichenden abgelöst. Auch diese beiden Stufen begleitet das M3-Niveau in nahezu ganz gleicher Höhenlage zwischen 1180—1220 m. Es ist dies ein überaus ausgedehntes *Plateau*, das sich zwischen *Luzón – Layna – Sagides – Lomeda – Benamira* erstreckt und das fast ausschließlich über Carñiolaskalken entwickelt ist. Diese sind flach eingemuldet (Mulde von Layna – Urés). In der Muldentiefe finden sich hie und da noch Jurakalke. Westlich der Linie Luzón – Benamira kappt das M3-Niveau auch noch Muschelkalk und Buntsandstein (Ostflanke des Sattels von Anguita). Dieses Plateau ist durch die südlichen Zuflüsse des Río Jalón in Nord-Süd gestreckte Riedel zerschnitten. Im Westen wird es durch den Oberlauf des Río Jalón und die nördlichen Zuflüsse des Río Tajuña in zahlreiche Muelas aufgelöst. Die volkstümlichen Bezeichnungen Loma rasa, Las Navazas, Llanos de la Duena, El Espino, La Roza, Mata asnos, Corral de la Virgen, Villaseca geben die Erscheinungsform dieser menschenleeren, überaus dürftigen Hochfläche wieder. Zu dieser stehen die Talungen mit ihren fruchtbaren, bunten Keuperböden in schärfstem Gegensatz. In diesen finden sich die Quellen und Ortschaften.

Da die M3-Fläche jeweils scharf an den beschriebenen Stufen absetzt, folgern wir, daß es sich hierbei um junge Bruchstufen und Flexuren handelt, die das M3-Niveau in zwei verschiedene orographische Niveaus gebracht haben. Dies ergibt auch die Beobachtung von der Muela Majadat gegen Nordosten (siehe S. 64).

Der durch die Ortschaften *Ablanque – Iniéstola – Luzón – Layna – Chaorna* ungefähr umgrenzte *Horst* baut sich im Westen zur Hauptsache aus Buntsandstein auf, der im Kern des Sattels von Anguita auftritt. Jedoch südlich von Luzón und bei Rata treten auch paläozoische Schichten an die Oberfläche. Im Osten besteht dieser Horst zur Hauptsache aus Carñiolasschichten, die der Mulde von Layna – Urés angehören. Hieraus ist zu folgern, daß diese postpontische Tektonik in hohem Maße von der intratertiären unabhängig ist, deren Bilder sie hier schneidet. Mit der letzteren stimmt sie jedoch in der Generalstreichrichtung überein.

Der Oberlauf des Río Jalón folgt dem Sattel von Benamira – Fuencalienta, der den Sattel von Anguita gegen Norden fortsetzt. Im Sattelkern steht Keuper und Muschelkalk an, die außerdem noch durch Nordnordwest-Südsüdost streichende Störungen gelockert sind. Diese setzten sich weiter gegen Norden fort in Richtung Conquezuela. Der Lauf des oberen Río Jalón und des Arroyo Mentirasa sind daher einmal durch die weichen Schichten des Keupers im

Sattelkern und zum anderen durch Nordnordwest-Südsüdost streichende Störungen bedingt. Vielleicht trifft dies auch für die anderen südlichen und nördlichen Zuflüsse des Jalóns zwischen Fuencaliente und Medinaceli zu. Hiervon völlig unabhängig ist das M3-Niveau, das die genannten Störungen kappt.

Westlich des Oberlaufs des Río Jalón und des Arroyo Mentirasa erstreckt sich in Nord-Süd-Richtung ein überaus langgestrecktes Plateau, dessen Höhe zwischen 1180—1230 m schwankt. Nach den Ortschaften, die dieses Plateau ungefähr umgrenzen, nennen wir es das *Plateau von Villaverde* del Ducado – *Torralba* del Moral – *Conquezuela – Alcubilla – Alpanseque – Sienes – Sigüenza – La Torresavinan*. Über dieses Plateau verläuft die Hauptwasserscheide zwischen Río Tajo und Río Ebro im südlichen Teil des Plateaus und die zwischen Río Tajo und Río Duero im nördlichen Teil desselben. Die Quellmulden und Quelltrichter der diesen Flüssen zustrebenden Nebenflüsse und Bäche haben das Plateau randlich stark aufgelöst und diesem bizarre Umrisse verliehen. Mehrere Inselberge erheben sich mit scharfem Knick über dieses Plateau, z. B. der San Sebastian 1289 m, westlich von Garbajosa, Ministra 1309 m, südlich von Torralba del Moral (Tafel III, Abb. 1). Dieses Plateau kappt die durch das Auftreten von Buntsandstein und Muschelkalk gekennzeichneten Sättel von Iniéstola, von Garbajosa, von Sigüenza – Bujarrabal, von Romanillos – Alcubilla und in gleicher Weise die durch Carñiolas und Jura, gelegentlich auch durch Kreideschichten, markierten Mulden von Torralba – Ventosa del Ducado – Alpanseque, von Alcuneza – Ventosa del Ducado. Von diesem ausgedehnten Plateau durch den Arroyo Mentirasa getrennt ist das *Plateau von Medinaceli – Yuba*, dessen Höhe zwischen 1180—1200 m liegt, und das die Carñiolaskalke der Mulde von Torralba – Ventosa del Ducado und der Mulde von Layna – Urés – Alcubilla und die Buntsandstein- und Muschelkalkschichten der Sättel Avenales – Blocona und Conquezuela – Yelo kappt. Im östlichsten Teil, westlich von Yuba und Yubera, stehen 20—40 m mächtige Jungtertiärschichten an (Mallada, S. 341, und Schroeder, 1930, Tafel 6, Abb. 23), die dieser Fläche auflagern. Da die Oberkante der Jungtertiärschichten bei rund 1200 m liegt, biegt also die eingedeckte Fläche sanft gegen Osten ab, was mit den Beobachtungen weiter nördlich bei Barahona und südlich übereinstimmt, wo wir das M3-Niveau in einer Höhenlage zwischen 1150—1170 m antreffen, und zwar frei von einer Decke aus jungtertiären Schichten. Diesem Abbiegen scheinen die Flüßchen und Bäche zwischen Sagides und Alcubilla zu folgen.

Zwischen Algora und Sigüenza, zu beiden Seiten des oberen Río Dulce, beobachten wir isolierte Plateaustücke und Rücken, deren Höhe zwischen 1150 und 1160 m schwankt. Da diese gegen ein tieferes Niveau, das sich als M2-Niveau erweisen läßt, absetzen, rechne ich diese dem M3-Niveau zu, das dann hier gegen Westen eine Abbiegung erfahren hat. Hierfür spricht auch, daß der diesem Niveau aufgesetzte Inselberg des San Cristobal nur 1213 m erreicht. Das M3-Niveau kappt hier gefaltete Kreide mit Nord-Süd-Streichen.

Im Raume zwischen Baïdes – Atienza – Riba de Santiuste – Sigüenza tritt das M3-Niveau in Form kleiner Plateaustücke in Erscheinung: Moroso, 1150 m über eingemuldete Kreidekalke, Muela de Ciruecheș, 1131 m über Carñiolaskalke, Muela Vieja, 1130 m über steil aufgerichtete Kreidekalke, südlich von Riofrío del Llano, Muela 1173 m, nördlich von Riofrío über eingemuldete Kreideschichten; Altillo 1200 m, westlich der Muela 1173 m über Nord-Süd

streichende Silurschichten; von hier verfolgen wir das M3-Niveau gegen Nordosten über den Loma de Valdejudias, 1173 m (über Silur und Buntsandstein), zum Rücken der Sierra, 1198 m (über Carñiolas); vom Altillo gegen Osten verfolgen wir das M3-Niveau zur Cabeza Gorda, 1177 m, westlich von Riba de Santiuste (über Silur und Devon); von der Cabeza Gorda gegen Süden zum Cerro, 1169 m, und Alto de Mirabueno, 1140—1181 m, beide östlich von Riosalido (beide über Carñiolas). Vom Altillo aus gegen Nordosten bis Südosten blickend schließen sich diese Plateaustücke zu einer einheitlichen Fläche zusammen, die die komplizierte Achsentektonik in diesem Raume kappt (Tafel III Abb. 2). Ungehindert davon beobachten wir jedoch ein sanftes Abbiegen dieser Fläche gegen Westen zum Neukastilischen Becken. Dieses Abbiegen von Osten gegen Westen und Nordosten gegen Südwesten spiegelt das Entwässerungsnetz wieder. Hierdurch erklärt sich auch die Tatsache, daß in manchen Fällen die Flüsse, statt z. B. in den weichen Keuperschichten zu bleiben, diese verlassen und die härteren Schichten der Sättel, z. B. die Silurschichten des Sattels von Alcolea – La Bodera, durchqueren.

Vom Cerro Padastro 1261 m, bei Atienza gegen Nordwesten bis Nordosten blickend, beobachtet man zwei Kulissen, die im Nordwesten sich deutlich voneinander abheben, gegen Nordosten jedoch sich zu einer Hochfläche zusammenschließen. Die Kulisse im Vordergrund ist unruhiger, da sie von einer Anzahl kleiner Plateaustücke zusammengesetzt wird. Die Kulisse im Vordergrund kappt gleichmäßig Carñiolas- und Kreidekalke der Mulde von Atienza sowie Buntsandstein- und Silurschichten des Sattels von La Miñosa – Barcones. Die Hauptträger dieser Kulisse im Vordergrund sind: Höhe 1216 m nordöstlich von La Miñosa; Los Picosos 1189 m, östlich von Cañamares; das stark aufgeschlitzte Plateau zwischen den Ortschaften Alpedroches – Casillas – Atienza 1180—1230 m; das ausgedehntere, sich daran östlich anschließende Plateau zwischen Bochones – Madrigal – Paredes – Barcones 1190—1220 m, das von dem kleinen Kegel des Mojoncillo (1267 m) südlich von Barcones überragt wird. — Westlich von Barcones setzt die hintere Kulisse bei 1165—1200 m ein. Es handelt sich dabei um ein westöstlich lang hingestrecktes Plateau von beachtlicher Breite. In der östlichen Hälfte kappt es eingemuldete Carñiolas kalke (Mulde von Lumias), in der westlichen zur Hauptsache Kreidekalke (Mulde von Campisábalos) und daneben Carñiolaskalke (Teile des Sattels von Castro – Cuevas de Ayllón). Dieses Plateau wird sowohl gegen Norden wie gegen Süden von einer Stufe begrenzt, deren Höhenabstand zu der M3-Fläche in der Vorlage gegen Westen ständig zunimmt und schließlich 200—250 m erreicht (vgl. auch Fig. 5). Dieses gegen Osten abdachende Plateau stellt die *Sierra de Pela* dar, die wir aus geologischen Gründen zum Hesperiden-Faltenblock, aus orographischen wie morphographischen Gründen jedoch zum Kastilischen Hauptscheidegebirge rechnen müssen. Für die letztere Entscheidung sind nicht zuletzt junge tektonische Bewegungen, Brüche, verantwortlich, die hier das M3-Niveau aufgespalten und den emporgehobenen Teil dem Kastilischen Hauptscheidegebirge angegliedert haben. Bei dieser Heraushebung erfuhr das Plateau der Sierra de Pela im Bereich der Mulde von Campisábalos eine schwache, postume Einbiegung (siehe Profil 2). Bei Campisábalos liegt das M3-Niveau bei rund 1400 m, steigt nördlich wie südlich auf 1450—1500 m oberhalb der Stufenränder an. Der Bruch, der die Südstufe verursacht hat,

scheint die Fortsetzung der Verwerfung zu sein, die zwischen Cantalejo und Albendiego die mesozoischen Schichten des Hesperiden-Faltenblocks von den paläozoischen Schichten des östlichen Kastilischen Blocks trennt. Die Nordstufe folgt einer älteren Bruch- bzw. Aufschiebungslinie, die im Westen der Sierra de Pela Carñiolas und Kreide gegen Buntsandstein verwirft, im Osten der Sierra de Pela sich dagegen aufspaltet in eine nördliche, die Carñiolas gegen Buntsandstein verwirft, und dieser folgt die heutige Stufe, und in eine südliche, die Kreide gegen Carñiolas verwirft und über die die M3-Fläche glatt hinweggeht. Für das postpontische Alter dieser Bruchstufe können wir auch einen geologischen Beweis erbringen. Südlich von Sotillos de Caracena erreicht das Jungtertiär mit seiner Oberkante 1490—1500 m und etwa 6—8 km nordwestlich und östlich von Caracena und nördlich von Liceras, gleichfalls im Bereich der M3-Fläche, maximal 1200 m. Da die M3-Fläche gegen die Nordstufe der Sierra de Pela jedoch noch bis auf 1300 m ansteigt, errechnen wir daraus eine Sprunghöhe der postpontischen Verwerfung von rund 200 m (Tafel IV Abb. 1).

Von der Oberkante der Nordstufe der Sierra de Pela, etwa vom Rivalopez (1521 m), südlich des Dörfchens Manzanares, blicken wir gegen Norden auf eine etwas unruhige *Hochfläche*, die sich zwischen den Orten *Santibáñez de Ayllón – Cuevas de Ayllón – Caracena – Berlanga – Brias – Retortillo de Soria* erstreckt und die den nördlichsten Teil des Hesperiden-Faltenblocks einnimmt (Fig. 5, Tafel IV Abb. 1). Etwa die südliche Hälfte dieser Hochfläche nehmen ziegelrote Buntsandsteinschichten ein. Auf diese folgen gegen Norden und Nordosten ein schmales Band Keupermergel von grün-violetter Farbe, darauf ein breites Band rostbrauner Carñiolaskalke, hierauf ein Band weicher, stumpfgrauer Jurakalke, das gegen Osten an Breite zunimmt, und schließlich Kreidekalke. Das Verbreitungsgebiet des Buntsandsteins stellt einen Sattelaufbruch dar. Die Achse dieses Sattels streicht in der westlichen Hälfte Südost-Nordwest und in der östlichen Südwest-Nordost. Das Einfallen der übrigen Schichten des Mesozoikums ist kein gleichmäßiges gegen Nordosten bzw. Nordwesten, sondern diese Schichten sind in sich spezialgefaltet. Diesen Schichtenkomplex kappt die M3-Fläche, der randlich jungtertiäre Schichten auflagern. Die Abdachungsverhältnisse dieser Hochfläche sind in hohem Maße vom geologischen Bau unabhängig und scheinen durch eine junge Hebungsachse bestimmt zu sein. Diese verfolgen wir von dem Ort Manzanares in Richtung Brias – Berlanga. Im Bereich dieser Achse ist das M3-Niveau bis zu 1350 m aufgebogen. Gegen Nordosten dacht die Achse sanft auf 1172 m ab, um dann bei Berlanga unter das Jungtertiär auszuklingen. Das Verbreitungsbild des Jungtertiär um die Kreidekalknase von Brias – Berlanga – Caracena spiegelt diese Nordost streichende junge Hebungsachse gut wieder. Im Bereich dieser Achse reicht das M3-Niveau am weitesten gegen Nordosten. Die Bäche beschreiben entlang dieser jungen Hebungsachse einen Bogen (z. B. Arroyo de la Perera). Westlich dieser Achse dacht die Hochfläche zunächst ziemlich gleichmäßig gegen Norden ab, von etwa 1300 m am Fuß der Sierra de Pela bei Sotillos de Caracena auf 1195 m bei Caracena. Die Bäche, in engen Schluchten, folgen dieser Abdachung. Schließlich dacht die Hochfläche gegen Nordwesten ab und damit nehmen auch die Bäche eine nordwestliche Laufrichtung an. Im Bereich des Buntsandsteins ist es hier zur Ausbildung einer Schichtkammlandschaft im

Kleinen gekommen, da hier Streichrichtung der Buntsandsteinschichten und Laufrichtung der Flüsse in etwa übereinstimmen. Die härteren Schichten tragen die Kämme und Stücke des M3-Niveaus, in den weicheren Schichten haben die Bäche breite Talungen eingearbeitet, die teils auf das M2- und teils auf das

Fig. 5. Schematisches Nord-Süd-Profil zwischen den Orten Liceras – Grado

M1-Niveau eingestellt sind. — Östlich der obengenannten Achse dacht die M3-Fläche gegen Südosten, gegen Retortillo und Lumias ab auf 1242 m östlich von Retortillo. Hier vereinigt sie sich mit dem M3-Plateau südlich von Retortillo, das sich westlich zur Sierra de Pela erhebt, gegen Osten jedoch auf 1180—1160 m abdacht, um schließlich weiter östlich nur noch durch vereinzelte 1150—1120-m-Küppchen vertreten zu werden, die von der M2-Fläche umgeben werden. Dieser allgemeinen nordöstlichen Abdachung folgen die Bäche und Flüßchen.

3. Die M2-Fläche

ist im Bereich des Hesperiden-Faltenblocks im großen und ganzen an die heutigen Talungen gebunden. Lediglich in den Randzonen gegen das Alt- bzw. Neukastilische Becken gewinnt sie größere Ausdehnung. Aber auch dann beobachten wir auf dieser Reste des M3-Niveaus. Der abnehmende Abstand zwischen M2-Niveau und diesen M3-Zeugen beweist, daß die vergrößerte Ausdehnung in einem ursächlichen Zusammenhang mit einer Abbiegung der M3-Fläche in diesen Randzonen steht, wie wir dies z. B. zwischen Barahona – Rello – Brias – Berlanga beobachten. Auf dieser Strecke kappt die M2-Fläche in einer Höhenlage zwischen 1080—1120 m bis zu 25° aufgerichtete jungtertiäre Schichten im Bereich des Kontaktes zwischen Kreide und Jungtertiär (Mallada, 1907, S. 338), erweist sich also auch hier als postpontische Schnittfläche. Fast überall ist dieses Niveau durch Beschotterung (zur Hauptsache Quarze und Quarzite) ausgezeichnet. Zwischen Hijes und Miedes beobachten wir es in 1161 m, um Atienza in 1100—1120 m, bei Imón in 1090—1106 m, zwischen Atienza und Riofrío del Llano in 1120—1090 m entlang dem Río Regacho, um Atance in 1070 m. Also auch das M2-Niveau scheint gegen das Neukastilische Becken hin abzubiegen. Dieses Abbiegen kann man besonders schön von der Sierra de la Muela, 1074 m, östlich von Huérmeces, gegen Norden und Nordosten blickend, beobachten. Auffällig ist die breite Ausdehnung des M2-Niveaus entlang dem oberen Río Henares. Das sanfte Absetzen gegen das M3-Niveau und die Tatsache, daß z. B. am Wege Sigüenza – Huérmeces jungtertiäre Schichten anstehen, die in geringer Mächtigkeit eine 1090—1110-m-Fläche eindecken, spricht dafür, daß das Henarestal einer Quereinbiegung folgt. Eine ähnliche Vermutung möchte ich namentlich auch für den oberen Río Tajuña

aussprechen, dem gleichfalls das M2-Niveau in ganz besonderer Breite folgt. Die Vorsprünge der M3-Fläche zwischen den Talungen der größeren Flüsse hätten wir dann als flache Queraufbiegungen anzusprechen. Diese Vorstellung würde mit den für das Neukastilische Becken gewonnenen Erkenntnissen gut harmonieren.

4. Die M1-Fläche

die im Neukastilischen Becken eine so bedeutsame Rolle im Landschaftsbild gewinnt, ist hier nur durch schmale Terrassenböden oder gar breite Talböden vertreten, deren Zerschneidung gerade einsetzt.

In der im vorigen Abschnitt genannten Buntsandstein-Schichtkammlandschaft, südöstlich von Cuevas de Ayllón, beobachten wir das M1-Niveau zunächst als Terrasse entlang dem Río Pedro, Arroyo Riachuelo und Arroyo Liceras und oberhalb Noviales und Liceras als breiten Talboden. Das M1-Niveau ist etwa 40—60 m in das M2-Niveau eingelassen (Fig. 5).

Zwischen Romanillos de Atienza und Ujados ist das M1-Niveau in einer 2—3 km breiten und 5—6 km langen, 1080—1110 m hoch gelegenen Talebene entwickelt. Oberhalb Cañamares setzt eine energische Zerschneidung dieser Talebene durch den Río Cañamares ein; entlang diesem verfolgen wir dieses Niveau nunmehr in Terrassenstücken durch den Sattel von La Miñosa – Barcones: Terrassen westlich von Cañamares in 1066—1080 m, Terrasse westlich von Tordelloso in 1072—1090 m, Terrasse westlich von La Miñosa in 1074 m. Alle diese Terrassenstücke des M1-Niveaus sind gut beschottert.

Im Quellgebiet des Río Salado, zwischen den Ortschaften Paredes de Sigüenza und Valdecubo, wird das M1-Niveau in 1020—1050 m Höhe wiederum durch breite Talebenen vertreten, die hier ähnlich wie zwischen Romanillos und Ujados diese auffällige Breite in Keuper- und Buntsandsteinschichten erreichen. Weiter abwärts verfolgen wir dieses Niveau über Terrassenstücke: Terrassen östlich und südlich von Riba de Santiuste, 1000—1020 m, bei Atance, also am Austritt des Río Salado aus dem Hesperiden-Faltenblock, finden sich mehrere Terrassenstücke in 990—1010 m.

Südlich hiervon, westlich von Baídes, verfolgen wir das M1-Niveau entlang dem Río Henares in Gestalt einer ziemlich breiten Terrasse zu beiden Seiten des Flusses. Dieses Niveau liegt östlich von Baídes in 1000—1020 m (Llanazo), steigt aber dann ziemlich stark an auf 1078 m bei Moratillo de Henares.

Hieraus schließe ich einmal, daß die Aufbiegung des Hesperiden-Faltenblocks auch noch das M1-Niveau ergriffen hat, und zum anderen, daß die Quereinbiegung, in deren Achse der Río Salado fließt und in deren Bereich wir bereits die relativ tiefe Lage des M3- und M2-Niveaus nachwiesen (S. 69), auch das M1-Niveau erfaßt hat und daß also eine Beziehung zwischen Aufbiegung und Querwellung besteht. Die Quereinbiegung, der der Río Salado folgt, dürfte die Fortsetzung der flachen Einbiegung sein, die für das Neukastilische Becken zwischen Río Henares und dem Kastilischen Block nachgewiesen wurde und in deren Bereich die M1-Fläche in der Meseta von Angón – La Toba – Cogolludo – Viñuelas besondere Ausdehnung gewinnt (S. 59).

5. Ergebnisse der morphologischen Analyse

Beherrschend für das Landschaftsbild im Bereich des Hesperiden-Faltenblocks ist die M3-Fläche, deren Bildung im Pont beendet ist. Dieser Fläche sitzen vereinzelte Inselberge auf, die diese bis zu 100 m überragen. Durch eine postpontische Orogenese, die wohl der rhodanischen Phase zuzurechnen ist, wurden aus der M3-Fläche zwei Schollen herausgehoben: der Horst von Ablanque – Iniéstola – Luzón – Layna – Chaorna (S. 65 ff.) und die Schrägscholle der Sierra de Pela (S. 67). Sonst äußerte sich diese Orogenese in einer flachen Aufbiegung (Undation) des M3-Niveaus bzw. einer Abbiegung desselben zum Alt- und Neukastilischen Becken.

In die flach aufgebogene Zone legt sich das postpontische M2-Niveau, das im Zentrum der Aufbiegung als breite Terrasse, in den Randzonen jedoch als breite, mit Zeugen der M3-Fläche durchsetzte Fläche in Erscheinung tritt. Auch das M2-Niveau wurde von einer Aufbiegung erfaßt.

Das M1-Niveau tritt als schmale Flußterrasse oder als Talboden in Erscheinung.

Die dreimalige, weitphasige Aufbiegung des Hesperiden-Faltenblocks wird von Querwellungen (Undulationen) unterbrochen, die in Zusammenhang mit denjenigen Wellungen zu bringen sind, die das Neukastilische Becken betroffen haben. Den Quermulden folgen z. B. die Flüsse Henares und Tajuña, längs denen das M2-Niveau in auffälliger Breite weit in den Hesperiden-Faltenblock hinein vordringt.

Der Auffassung von Schroeder (1930, S. 178), daß die rhodanische Faltung lediglich das Jungtertiär lokal stark dislozierte und sich völlig auf die vorher noch ungefalteten Gebiete beschränkte, vermag ich nicht zu folgen. Ich bin der Ansicht, daß die rhodanische Orogenese den Hesperiden-Faltenblock in gleicher Weise wie das Neukastilische Becken erfaßt hat und daß diese sich in einer Großfaltung im Sinne von W. Penck (1924, S. 186 ff.) äußert: Undation verbunden mit Undulation. Brüche, Flexuren und enge Faltung, die für die savische Orogenese so charakteristisch sind, sind allerdings von untergeordneter Bedeutung.

d) Die Beziehungen zwischen Hesperiden-Faltenblock und Neukastilischem Becken. (Profil 1 und 6)

Die Grenzzone zwischen den beiden morphotektonischen Großeinheiten: Hesperiden-Faltenblock und Neukastilischem Becken, entspricht ungefähr derjenigen zwischen den geotektonischen Großeinheiten: Keltiberischer Geosynklinale und Kastilischer Masse. Entlang dieser Zone äußert sich die intratertiäre (savische) Orogenese mit gesteigerter Intensität. Durch diese wurde auch die Bildung des Neukastilischen Beckens eingeleitet. Dies beweisen die zum Neukastilischen Becken hin überkippten zahlreichen Falten sowie Aufschiebungen von Teilen des Hesperiden-Faltenblocks auf solche des Neukastilischen Beckens. Diesem geologisch-tektonischen Fragenkomplex sind Schroeder (1930) und Richter und Teichmüller (1933) eingehend nachgegangen.

Die morphologische Becken- und Rahmenbildung setzte jedoch erst nach Ausbildung der intratertiären Rumpffläche ein, die in gleicher Weise die zum

Hesperiden-Faltenblock ausgepreßte Keltiberische Geosynklinale wie die Kastilische Masse überspannte. Eine Großfaltung im Sinne von W. Penck bewirkte die Differenzierung in Becken und Rahmen. Im Bereich des Hesperiden-Faltenblocks erfuhr die intratertiäre Rumpffläche eine Aufbiegung und damit eine allmähliche Zerstörung, im Bereich des heutigen Neukastilischen Beckens jedoch eine Einbiegung und Konservierung durch die darauf sedimentierten obermiozänen Schichten. Zugleich erfuhr die intratertiäre Einebnungsfläche eine Wellung, die sich besonders im Neukastilischen Becken nachweisen läßt. Daß diese tektonischen Bewegungen nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich weitgespannt sind, haben Richter und Teichmüller (1933, S. 67) mit Recht daraus geschlossen, daß das Obermiozän dort, wo es z. B. einem Sattel anlagert, in der Regel in den liegenden Schichten steiler aufgerichtet ist als in den oberen. Diese Beobachtungen konnte auch ich wiederholt, namentlich entlang dem südlichen Altkastilischen Becken, machen.

Zur Zeit des Ponts überspannte wiederum eine Fläche (die M3-Fläche) sowohl das Neukastilische Becken (hier als Aufschüttungsfläche), als den Hesperiden-Faltenblock (hier als Rumpffläche mit aufgesetzten Inselbergen).

M3-Fläche und intratertiäre Rumpffläche müssen einander im Bereich der Grenzzone zwischen Neukastilischem Becken und Hesperiden-Faltenblock schneiden. Da die postpontische Orogenese gerade diese Grenzzone besonders betroffen hat und da wohl auch bereits während des Obermiozäns im Zusammenhang mit der Bildung des Neukastilischen Beckens hier tektonische Bewegungen stattgefunden haben, ist der Nachweis dieser Flächenkreuzung hier unmöglich.

Im Zusammenhang mit der rhodanischen Orogenese, die in erster Linie und zur Hauptsache für die heute sichtbare Scheidung von Becken und Rahmen verantwortlich ist, erfuhr die M3-Fläche im Bereich der Grenzzone eine Abbiegung. Gelegentlich scheint es statt zu einer Abbiegung zur Bruchbildung gekommen zu sein. So beobachten wir östlich von Cifuentes in der Kreide eine Nordnordwest-Südsüdost streichende, markante Stufe, an deren Oberkante das M3-Niveau in 1200—1250 m liegt (Cruz Gorda, Cabeza Aguda usw.). Am Fuße der Stufe liegt das Dörfchen Val de San García. Zwischen diesem und Cifuentes liegt das M2-Niveau in 1100—1110 m, das nördlich davon entlang dem Río Tajuña über diesen Bruch hinweggeht. Nördlich des Río Tajuña beobachtet man das M2-Niveau in breiter Ausdehnung, das hie und da von 1150-m-Küppchen überragt wird. Hier also das Bild einer Abbiegung der M3-Fläche.

In der Nähe der Grenzzone, dort, wo das Obermiozän des Neukastilischen Beckens nicht allzu stark von der rhodanischen Orogenese erfaßt wurde, überragen die M2-Fläche kleine Páramos oder Küppchen aus Páramokalk um 20 bis 50 m. Dies stellt man beispielsweise von der Anhöhe Llanos y Llanos, 1120 m, nördlich von Cendejas de la Torre, gegen Süden blickend fest, und zwar auf der Hochfläche zwischen Miralrío und Mirabueno, südlich des Río Henares. Lautensach (1930, S. 98) gewann dieselbe Auffassung für das Gebiet südlich der Sierra de Altomira. Diese kleinen Páramos möchte ich als Zeugen der M3-Fläche ansehen, die, wie bereits ausgeführt wurde, im Neukastilischen Becken eine Aufschüttungsfläche darstellte. Aus diesem geringen Abstand zwischen M3- und M2-Niveau im Bereich des Neukastilischen Beckens, sofern nicht stellenweise hier beide Niveaus ganz konvergieren, schließe ich, daß die

M2-Fläche im Neukastilischen Becken deshalb eine so große Ausdehnung und beherrschende Rolle einnehmen kann, als ihr hier eine gesteigerte Breitenerosion zur Verfügung stand.

Über die Grenzzone und die tektonischen Bilder geht die M2-Fläche glatt hinweg. Ähnlich wie das M3-Niveau hat auch die M2-Fläche im Bereich des Hesperiden-Faltenblocks wie im Neukastilischen Becken Aufbiegung und Einbiegung erfahren.

Die Aufbiegung hat im Hesperiden-Faltenblock auch noch das M1-Niveau betroffen.

Entlang der Grenzzone zwischen Hesperiden Faltenblock und Neukastilischem Becken zeigen die Flüsse Gefällsversteilung. Die Zone der Gefällsversteilung ist durch Schnellen und Cañons gekennzeichnet und trennt einen ausgeglichenen Unterlauf von einem ausgeglichenen Oberlauf. Hieraus ist zu folgern, daß die Flüsse diese Aufbiegungen noch nicht ganz überwunden haben oder daß diese, wenn auch in verminderter Stärke, weiterhin angedauert haben. Und das würde heißen, daß die Differenzierung von Becken und Rahmen noch nicht abgeschlossen ist.

e) Der Anteil am Altkastilischen Becken

Das Altkastilische Becken grenzt im Süden an den Kastilischen Block und an den Hesperiden-Faltenblock. Die geologische Südgrenze desselben verläuft entlang einer Zone, längs der die obermiozänen Schichten mit deutlicher Diskordanz an die älteren, wesentlich stärker tektonisch beanspruchten Schichten des Kastilischen Blocks und des Hesperiden-Faltenblocks anlagern. Diese Grenzzone stellt im allgemeinen auch eine landschaftlich wichtige Grenze von oro- und morphographischen Untereinheiten dar. Mancherorts ist die Abgrenzung jedoch geologisch wie morphographisch kaum möglich. Im Hauptteil I, Abschnitt 1, zeigte es sich bereits, daß die heutige, oro- und morphographische Südgrenze des Altkastilischen Beckens weiter südlich als die geologische Grenze verläuft und dort der Grenze zwischen „meseta" und „sierra" entspricht.

Unter Zugrundelegung der gewählten geologischen Abgrenzung gehören von der altkastilischen Vorlage des östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirges folgende oro- und morphographische Einheiten zum Altkastilischen Becken: 1. Campiña des Duero, 2. die Meseta zwischen Berlanga und Arcos (Sierra de Barca und Sierra de la Mata), 3. die Meseta von Castillejo – Morcuera, 4. die Meseta von Cuéllar, 5. die Campiña von Coca – Medina del Campo, sowie deren Südsüdwest-Fortsetzung, 6. die Campiña des Adaja, 7. die Mesetahochflächen östlich und westlich des Río Adaja, von Mingorria abwärts.

Der Untergrund dieser Einheiten besteht fast ausschließlich aus obermiozänen Schichten. Die sichtbare Mächtigkeit längs der Taleinschnitte läßt sich mit 150—200 m angeben, da die Flüsse die älteren Schichten noch nicht erreicht haben. Mallada (1907, S. 337) gibt die sichtbare Mächtigkeit des Obermiozäns für die Gegend um Berlanga mit 250 m an. Royo y Gomez (1928, S. 41, Anm.) beziffert die Mächtigkeit des Obermiozäns um Medina del Campo – Valladolid – Palencia – Burgos mit 150—200 m. Royo y Gomez ist der Ansicht, daß die Flüsse sowohl um Palencia und Valladolid als auch um Medina

del Campo das Obermiozän bereits durchsunken haben und nunmehr in alttertiären Schichten sich einschnitten. Bei diesen alttertiären Schichten handelt es sich bei Palencia und Valladolid um die bekannten roten, plastischen Tone, die bisher dem Torton zugerechnet wurden, da sie konkordant einwandfreien sarmatischen Schichten unterlagern [25]. Bei Medina del Campo handelt es sich um arkosenhafte Bildungen. Diese sowie die roten plastischen Tone glaubt Royo y Gomez in die Sandsteine und Arkosen von Salamanca verfolgen zu können, deren alttertiäres Alter (obereozän bis unteroligozän) durch Fossilfunde festgelegt ist. Bei Burgo del Osma, unweit nördlich des Duero bei Gormaz, lagert das Obermiozän diskordant an einen Sattel an, der aus Kreide- und Alttertiärschichten aufgebaut ist (Royo y Gomez, 1926, a. S. 9; Schröder, 1930, S. 149). Das Verhältnis zwischen Alt- und Jungtertiär im Altkastilischen Becken ist also ein ganz ähnliches wie im Neukastilischen: Konkordanz zwischen beiden in den zentralen Beckenteilen, Diskordanz gegen die Ränder.

Die Fazies der obermiozänen Schichten ist sehr abwechslungsreich. Von größter Wichtigkeit für das Landschaftsbild ist auch hier die Verbreitung des Páramokalkes. Diesen finden wir im Bereich der Meseta von Cuéllar, der Meseta von Castillejo – Morcuera und der Meseta zwischen Berlanga und Arcos (Sierra de la Mata, Sierra de la Barca). Die Mächtigkeit des Páramokalkes schwankt hier zwischen 5—60 m. Seine Farbe ist grauweiß bis graugelb. Mancherorts ist er feinkörnig, marmorähnlich und klanghart, andererorts stark kavernös und sandig. Im Bereich der Verbreitung des Páramokalkes findet sich ein Formenschatz und ein Landschaftsbild, das in jeder Hinsicht dem der La Alcarría Neukastiliens sehr ähnlich ist. Da jedoch die Zerschneidung hier noch nicht so weit wie in Neukastilien gediehen ist, erscheinen die einzelnen Formenindividuen weniger elegant, vielmehr ein wenig plump und grobschlächtig (Tafel IV Abb. 2, Tafel V) [26]. Der Untergrund des Páramokalkes besteht in der Sierra de la Mata und in der Sierra de la Barca aus feinkörnigen, leicht zerstörbaren, hellen und rotgelben Mergeln, die stellenweise gipshaltig sind. Diese werden noch unterlagert von hie und da angeschnittenen, gelbrotbraunen Kalkkonglomeraten, die mit rötlichen Tonen wechseln. Stellenweise ist darunter Kreide, Carñiolas oder Buntsandstein noch aufgeschlossen (Mallada, 1907, S. 339 ff.). Im Bereich der Meseta von Castillejo – Morcuera geben hellgelbe und weiße, lockere, sandige Mergel und Mergelkalke den Untergrund der Páramokalke ab. — Entlang dem Hesperiden-Faltenblock ist ein schmaler Streifen von 1—5 km Kalkkonglomerate entwickelt. Auch diese sind sehr sandig. Gelegentlich werden sie von Tonlagen und Mergelbänkchen zwischenlagert. Diese rostbraunen Konglomerate verzahnen sich beckenwärts mit den weißen und gelbrötlichen Bildungen in der Unterlage der Páramokalke. Gleichzeitig werden die Bestandteile der Konglomerate immer feiner und gehen schließlich in die Mergel und Sandsteine über. Diesen Faziesübergang und dieses Farbenspiel kann man am Wege Ligos – Toraño – Cenegro – Valdanzuelo besonders eindrucksvoll beobachten. In der Campiña

[25] Ed. Hernández-Pacheco (1915) und Fr. Hernández-Pacheco (1930, b.).

[26] Eine überaus eindringliche und sorgfältige Schilderung der altkastilischen Obermiozänlandschaft verdanken wir Fr. Hernández-Pacheco: Fisiografia, Geologia y Paleontologia del Territorio de Valladolid, Madrid 1930. In dieser Arbeit findet auch der nördliche Teil der Meseta von Cuéllar spezielle Berücksichtigung.

des Duero um San Esteban de Gormaz treten die Mergel stark zurück und an deren Stelle weißgelbe und rötliche Sandsteine mit kalkigem Zement, die stellenweise in feine Konglomerate übergehen. In der Meseta von Cuéllar bauen im Osten um Fuentelcesped rotbraune und weißliche, sehr lockere Mergel und Mergelkalke den Untergrund der Páramokalke auf, im Westen weißgraue Mergel und weißgelbbraune Mergelkalke. Bei Laguna de Contreras sind diese Mergelkalke vom Páramokalk kaum zu unterscheiden. Gegen Cuéllar beobachtet man, wie der Gehalt der Mergel an feinen Quarzkörnern, feinem stark zersetztem Granitgrus (vor allem die Feldspäte sind zersetzt) immer mehr zunimmt.

In der Campiña von Coca – Medina del Campo, in der Campiña des Adajaflusses und im Bereich der Mesetahochflächen zu beiden Seiten des Adaja besteht nun das Obermiozän ausschließlich aus der detritischen Fazies, deren Zusammensetzung der des detritischen Miozäns um Madrid sehr ähnlich ist. In den nördlichen Teilen der genannten Einheiten kann man den allmählichen Übergang von den Mergeln zu den kalkigen Sandsteinen gut verfolgen. Diese Sandsteine werden von Tonlagen zwischenlagert. Gelegentlich finden sich Gerölleinlagen (Quarze und Quarzite) und Kalknester. Stellenweise sind die Gerölleinlagen, Kalknester und Sandsteine so hart miteinander verbacken, so daß sie als Baustoff für die Häuser und Kirchen dienen können. Gegen die Sierra hin nimmt die Korngröße der mineralischen Bestandteile zu, der Kalkgehalt ab. An vielen Orten gehen die Sandsteine in Arkosen über. Der Formenschatz der Landschaft mit detritischer Fazies des Obermiozäns ist in jeder Hinsicht ähnlich dem der Landschaft nördlich und westlich von Madrid (Meseta von Fuencarral – Navalcarnero).

Wie im Randbereich des Neukastilischen Beckens weist auch hier am Südrand des Altkastilischen Beckens das Obermiozän Verbiegungen, Wellung und Störungen auf. In der Literatur finden sich bereits einige Hinweise: Doneyre (1879) beobachtet, daß bei Pozánco (nördlich von Avila) graugelbe lockere Sandsteine und Tonlagen gegen Süden mit 15—20° einfallen. Bei San Garcia de Ingelmos beobachtete derselbe Forscher einen Wechsel von Arkosen und Sandsteinen, die von weißlicher und rötlicher Farbe sind und stellenweise großen Kaolingehalt aufweisen, mit Nordwest-Einfallen. Cortazar (1891) erwähnt in seiner geologischen Beschreibung der Provinz Segovia, daß er bei Languilla und Mazagatos (am Río Riaza, nördlich von Ayllón) Páramokalke mit Südwesteinfallen und bei Santibañez (südlich von Ayllón) miozäne Sandsteine und Konglomerate mit 10° Einfallen gegen Osten beobachtet habe. Mallada (1907, S. 329) bemerkt bereits, daß die miozänen Schichten am Rande des Altkastilischen Beckens, dort wo sie gegen die Kreideschichten beispielsweise anlagern, keine horizontale Lagerung im allgemeinen zeigen, sondern eine mehr oder minder starke Aufrichtung. Namentlich für den Bereich der südlichen Provinz Soria kann Mallada mehrere Beobachtungen anführen (S. 338 bis 341). Über die Lagerungsverhältnisse des Obermiozäns zwischen Yuba und Somaen konnte Schroeder (1930, Tafel 5) neuerdings Beobachtungen anstellen. Diese Beobachtungen sollen zusammen mit den von mir gesammelten bei der Darstellung der morphologischen Elemente Berücksichtigung finden.

1. Die M2-Fläche

ist hier wie im Neukastilischen Becken einmal dadurch gekennzeichnet, daß sie über Störungen, die die obermiozänen Schichten betroffen haben, glatt hinwegzieht, und zum anderen durch eine Beschotterung, die zur Hauptsache aus Quarz- und Quarzitgeröllen besteht. Auch hier läßt sich dieses Niveau als eine postpontische Einebnungsfläche erweisen. Wie im Neukastilischen Becken so wird auch hier im Altkastilischen Becken das M2-Niveau fast stets von dem Páramokalk getragen.

Royo y Gomez wies als erster in seiner Schrift „Tertiaire Continental de Burgos", 1926, nach, daß die Meseta des nordöstlichen Altkastiliens um Burgos herum eine Schnittfläche darstellt, die flache Wellungen des Obermiozäns abschneidet (S. 44) und über den Kontakt Obermiozän-Kreide, an dem das Obermiozän meist sehr stark aufgerichtet ist, glatt hinwegzieht. Diese postpontische Schnittfläche ist durch Beschotterung mit Quarz-, Quarzit- und Kalkgeröllen weiterhin charakterisiert. Die Schotter sind dort meist zu einem Konglomerat verbacken (S. 65 und S. 44). Aus dieser Fläche ragen hie und da noch kleine Plateaus, die die Fläche um 40—50 m überragen (S. 59).

Stickel in seiner grundlegenden Arbeit zur Morphologie des nördlichen und nordwestlichen Hochspanien „Die geographischen Grundzüge Nordwestspaniens einschließlich von Altkastilien", 1929, verfolgte als erster die postpontische Einebnungsfläche über weite Strecken und ganz verschiedene Bauzonen und kam so zu der Erkenntnis der großen Bedeutung dieser Fläche für die Oberflächengestalt des heutigen Hochspanien.

Die M2-Fläche überspannt die *Sierra de la Barca*. Bei Bordecorex beträgt ihre Höhenlage 1100—1120 m. Gegen Norden zum Duero dacht sie sanft ab. Bei Berlanga liegt sie in 1060 m Höhe über NN. Aus dieser Fläche erheben sich gelegentlich noch Kuppen und kleine Plateaus um 30—40 m. Dasselbe Niveau findet sich westlich des Río Escalote in sehr breiter Entwicklung; es setzt sich dann gegen Südwesten gegen Rello und Barahona in den Bereich des Hesperiden-Faltenblocks hinein fort. Diese Fläche kappt hier das Obermiozän einschließlich des Páramokalkes (Mallada, 1907, S. 338), das ein allgemeines, aber sehr flaches Einfallen gegen Nordnordosten zeigt. Nur entlang der Anlagerungszone an den Hesperiden-Faltenblock findet sich ein steileres Einfallen. Hierauf soll noch zurückgekommen werden.

Das M2-Niveau überspannt die *Meseta von Castillejo – Morcuera* (Tafel IV Abb. 2, Tafel V Abb. 1). Die M2-Fläche wird hier vom Páramokalk getragen, der eine flache Wellung zeigt. Das Einfallen überschreitet nur sehr selten 5°. Zwischen Ayllón – Cenegro – Valdanzuelo ist das Streichen dieser Wellen Südwest-Nordost, um Morcuera Ost-West. Die Schnittfläche ist meist beschottert, wie man dies am Weg Mazagatos – Cenegro und Valdanzuelo – Aldealengua beobachten kann. Auf diesen Höhenwegen hat man mit die schönsten und aufschlußreichsten Rundblicke. In die Meseta von Morcuera – Castillejo teilen sich drei ausgedehnte Páramos, die alle eine Abdachung gegen Norden zum Duero hin zeigen, wie man dies vom Castillo bei San Esteban de Gormaz am Duero, gegen Süden blickend, bereits mit dem Auge wahrnimmt (Fig. 7). Der östliche dieser drei Páramos ist östlich des Río Caracena entwickelt, kappt sowohl flach einfallende obermiozäne Schichten als auch gefaltete Kreide- und Jura-

schichten des Hesperiden-Faltenblocks, in den die Páramofläche hineinzieht. Das Gefälle dieses Páramos gegen den Duero ist auffällig groß; es beträgt 9—11 m pro Kilometer. Bei Caracena liegt dieser Páramo in 1130—1160 m, südlich von Villanueva de Gormaz in 1050 m. Bei Villanueva ist das M2-Niveau nur schwer von einem M1-Niveau zu trennen, das in 1000—1030 m entwickelt ist. Zum M2-Niveau möchten wir auch die vom Duero umflossene Landmarke rechnen, die das Castillo von Gormaz krönt. Es handelt sich hierbei um einen 1054 m hoch gelegenen Páramo, dessen Unterlage aus Páramokalk besteht (Mallada, 1907, S. 335, Fig. 49) und der sich aus der M1-Fläche und der 100-m-Terrasse des Duero erhebt. Der mittlere Páramo ist zwischen Río Caracena und Río Pedro gelegen. Bei Quintanas Rubias liegt er in 1130—1150 m, nördlich von Morcuera in 1050 m. Hieraus errechnen wir ein Gefälle von 8 m pro Kilometer. Der westliche Páramo wird von den Flüssen Pedro und Riaza begrenzt. Dieser Páramo zeichnet sich ganz besonders durch Beschotterung mit bunten Quarzitgeröllen aus, die bis Kopfgröße erreichen können. Die Unterlage dieses Páramos ist fast ausnahmslos überaus feinkörniger, klingharter Páramokalk. Auch die tieferen Schichten des Obermiozäns sind sehr fein. Es ergibt hier ganz einwandfrei, daß die Beschotterung später und unter ganz anderen Bedingungen als die Ablagerung der obermiozänen Schichten erfolgt

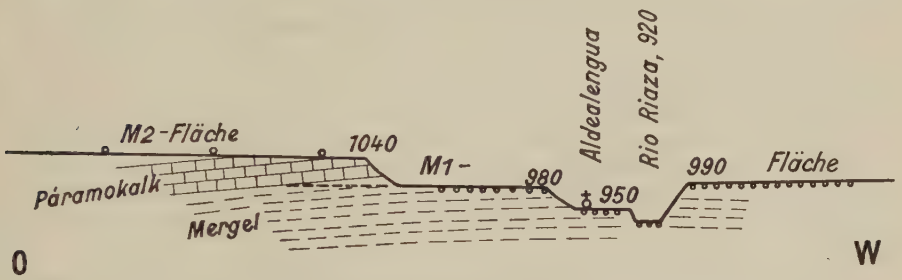


Fig. 6. Profil durch das Tal des Rio Riaza bei Aldealengua

ist. Bei Ligos liegt der Páramo in 1100—1120 m, bei Cenegro in 1060 m, steigt dann nochmals sanft an auf 1100 m (in der nordöstlichen Verlängerung des Monterrubio), um dann rasch auf 1040—1020 m abzuflachen. Das durchschnittliche Gefälle dieses Páramos beträgt pro Kilometer nur noch 4 m. Es scheint, daß das Gefälle der Meseta von Morcuera – Castillejo gegen den Duero in dem Maße abnimmt, wie die Nord-Süd-Ausdehnung zunimmt.

Gegen Nordwesten (westlich und nördlich von Montejo de la Vega und Castillejo de Robledo) gegen die Meseta von Cuéllar hin löst sich das M2-Niveau in kleine Zeugen auf, die hie und da eine M1-Fläche um 20—50 m überragen. Dieses Absetzen der M1-Fläche gegen die M2-Fläche und die Auflösung der letzteren beobachtet man recht eindrucksvoll am Wege Valdevacas – Montejo de la Vega – Fuentelcesped (Tafel V Abb. 2). M1- und M2-Fläche kappen hier obermiozäne Schichten einschließlich Páramokalk; bei Montejo ist das Einfallen einige Grad gegen Norden (max. 10°). Vor Fuentelscesped beobachtet man eine flache Wellung und ein Einfallen der Schichten gegen Norden bis zu 6°.

2. Die M1-Fläche

Die postpontische Mesetafläche Neukastiliens spaltet sich gegen die östliche und nördliche Umrahmung des Neukastilischen Beckens in zwei bzw. drei Flächen auf. Hier in der südlichen Umrahmung des Altkastilischen Beckens stellen wir eine Zweistufigkeit der postpontischen Mesetafläche fest. Die höhere Stufe, die M2-Fläche, wurde bereits behandelt. Die M2-Fläche ist vorzugsweise östlich des Río Riaza entwickelt. Hier tritt das M1-Niveau als breite talgebundene Flurterrasse in Erscheinung. Westlich des Río Riaza wird die M1-Fläche zu einer wasserscheidenden Hochfläche, aus der noch flache Kuppen und Plateaus herausragen und nimmt den landschaftlichen Habitus des M2-Niveaus östlich des Río Riaza an.

In der *Meseta von Morcuera – Castillejo* findet es sich südlich von Berlanga als breite Eckflur zwischen Río Escalote und Río Talegones in 1032 m. Als Flächenstück findet sich dieses Niveau in 1004—1020 m am Austritt des Río Manzanares in die Campiña des Duero bei Villanueva de Gormaz. Dem Río Manzanares folgt dieses Niveau als Terrasse. Als breite, lange Eckflur ist es in 1010—1040 m zwischen Río Manzanares und Río Caracena entwickelt. In den kleinen Nebenbächen findet sich das M1-Niveau in Gestalt flacher, breiter Talböden. Diese Formenfolge finden wir auch längs der Arroyo de Inés (um Quintanas Rubias) und längs des Arroyo Valdanzuelo. Entlang des Río Pedro ist das M1-Niveau als breite Flurterrasse entwickelt: in 1012 m im Zwickel zwischen Río Pedro und Arroyo de Liceras, um Ligos in 1040—150 m (Tafel IV Abb. 2). Von der Kreidekalkanhöhe südlich von Ligos (1108 m) hat man einen guten Überblick über das Tal des Río Pedro. Von dieser Anhöhe gegen Norden bis Nordwesten blickend, beobachtet man, wie das M2-Niveau des Río Ayllón zwischen Francos und Mazagatos weit gegen Osten ausbuchtet und zwischen Torraño und Ligos mit dem M1-Niveau des Río Pedro verschmilzt. Das M1-Niveau mit seinen fruchtbaren, rotbraunen Ackerböden hebt sich hier ganz besonders scharf von den grauweißen, dürftigen Páramokalkhochflächen des M2-Niveaus ab. Bei Aldealengua de Santa Maria, weiter abwärts am Río Riaza, am Weg nach Valdanzuelo, beobachten wir ein leichtes Einfallen der Páramokalke gegen Osten und Süden. Über diesen ist das M2-Niveau in 1040 bis 1060 m entwickelt. Gegen dieses Niveau ist hier das M1-Niveau scharf abgesetzt (Fig. 6). Der Höhenabstand zwischen den beiden Niveaus beträgt 40 bis 60 m. Das M1-Niveau ist gut beschottert. Die meisten kleinen Arroyos und Barrancos sind noch auf dieses Niveau eingestellt. Westlich des Río Riaza findet es sich als breite Schotterhochfläche (Campiña von Riaguas). Der Ort Aldealengua liegt auf einer Flußterrasse, die 20—30 m über der Flußsohle und 30—40 m tiefer als das M1-Niveau gelegen ist (Höhe des Ortes somit 950 bis 960 m über NN). Weiter flußabwärts erfährt das M1-Niveau, das bei Riaguas auf dem rechten Ufer rund 1 km breit ist, zunehmend eine Verengung. Bei Alconadilla kappt sowohl das M2-Niveau wie das M1-Niveau flach aufgebogene obermiozäne Schichten. Im Tal des Río Riaza nördlich von Alconadilla zwischen Maderuelo und Montejo de la Vega, also in demselben Abschnitt, wo die M2-Fläche eine leichte Aufbiegung zeigt, erscheint das M1-Niveau in Gestalt sehr schmaler, aber stets gut beschotterter Terrassenstücke. Auch die Terrasse von Aldealengua ist gut zu verfolgen. Das Tal des Río Riaza ist in diesem

Abschnitt sehr eng und steilwandig. Bei Montejo de la Vega ändert sich das Bild grundlegend. Das M1-Niveau erscheint nun in Gestalt einer sehr breiten Flurterrasse (in rund 980 m), (Tafel V Abb. 2), die aber sehr bald sich zu einer wasserscheidenden Mesetafläche entwickelt, die vereinzelte kleine Tafelberge oder Kuppen, Zeugen des M2-Niveaus, überragen.

Hiermit sind wir bereits in den Bereich der *Meseta von Cuéllar* gekommen, die gegen Norden von dem Duerotal begrenzt wird. Diese Meseta zeigt eine Abdachung gegen Nordwesten bis Westnordwesten, gegen Valladolid hin, der das Flußnetz zu folgen scheint. Die Mesetaoberfläche in ihrer Abdachung wie auch das Flußnetz sind also völlig unabhängig von der schwachen Tektonik, die die obermiozänen Schichten zwischen Fuentidueña – Laguna de Contreras – Aldeasoña streckenweise in flache Wellen mit Ost-West-Streichen gelegt hat. Bei Cuéllar liegt die M1-Fläche in 900—920 m, bei Olivares de Duero in 876 m; hieraus ergibt sich für die 25 km lange Strecke ein Durchschnittsgefälle von 1—1½ m pro Kilometer. Zwischen Río Riaza und Arroyo Botijas erreicht; die M1-Fläche 943 m, bei La Parilla, südöstlich von Valladolid, liegt dieselbe Fläche in 855 m. Die Entfernung zwischen diesen beiden Punkten beträgt rund 50 km, somit die durchschnittliche Abdachung pro Kilometer 1,8 m. Südlich von Fuentidueña und um Vallés de Fuentidueña erheben sich über die M1-Fläche Plateaus und Kuppen bis zu 980 m über NN, die zur M2-Fläche überleiten, der der Monterrubioschild aufsitzt.

Als *wasserscheidendes Niveau* tritt uns die M1-Fläche im Bereich der detritischen, graugelblichen Fazies des Obermiozäns *westlich und östlich der Campiña des Río Adaja* entgegen. Bei Arévalo liegt die M1-Fläche in 880—900 m und steigt gegen Süden sanft an. Im Süden wird sie von einer Stufe von rund 100 m begrenzt, die zur Altkastilischen Rampe hinaufführt, die aus Granit aufgebaut ist und einen Teil des Kastilischen Blockes darstellt. Diese Stufe wird jedoch durch flache Schuttfächer gemildert, die die Fläche mit Sand und Geröllen eingedeckt haben. Am Fuß dieser Stufe liegt die M1-Fläche in 980 bis 1000 m. Das Gefälle dieser Fläche gegen Norden errechnen wir mit rund 3 m pro Kilometer. Bei Pozánco kappt diese Fläche bis zu 20° gegen Süden einfallende Schichten, bei San García de Ingelmos gegen Nordwesten einfallende. In beiden Fällen der Aufrichtung des Obermiozäns ist der Kontakt gegen Granite und Gneise des Kastilischen Blockes, der hier mit der obenerwähnten Stufe zusammenfällt, nicht fern. Auch im Osten wird die M1-Fläche von einer Stufe begrenzt, die ungefähr Nord-Süd streicht und deren Höhe 50—100 m beträgt. Entlang dieser Stufe fließt der Río Voltaya. Da diese Stufen auffällig geradlinig verlaufen und mit Grenzen von Gesteinszonen und morphotektonischen Einheiten (gegen den Kastilischen Block) zusammenfallen, möchten wir sie als junge Bruchstufen auffassen. Hierdurch fänden die flachen Schuttfächer eine zwanglose Erklärung; sie ergossen sich in die abgesenkten Teile. Dieser abgesenkte Raum wurde im M1-Niveau ausgeebnet. Die Nord-Süd streichende Stufe wird nördlich von Jemenuño von einer Südwest-Nordost streichenden abgelöst. Diese Stufe wird jedoch unterbrochen und schließlich sogar ganz vom M1-Niveau beseitigt. Auch in der Vorlage der Stufe findet sich, am Südrand der Campiña von Coca, das M1-Niveau in rund 900 m. Die M1-Fläche verschweißt hier Altkastilisches Becken mit dem Kastilischen Block.

3. Die Campiña

Die *Campiña des Duero* zeigt um Burgo de Osma – San Esteban de Gormaz (Tafel VI) eine besondere Breitenentwicklung, die mit einer außergewöhnlich starken Schrägstellung der M1-Fläche gegen den Duero hin zusammenfällt. Dieser Raum ist durch das Zusammenströmen zahlreicher kleiner Flüsse und Bäche gekennzeichnet. Hier sind die Terrassen des Duero besonders gut entwickelt; deutlich heben sich die Terrassen mit ihren fruchtbaren Ackerflächen von den dürftigen Hochflächen ab. Um San Esteban de Gormaz wurden beobachtet:

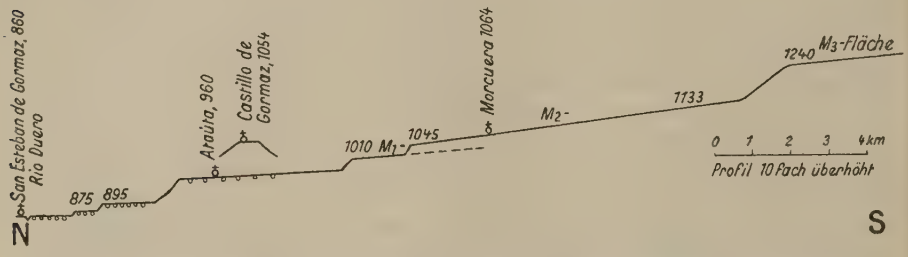


Fig. 7. Profil durch das Tal des Rio Duero bei San Esteban de Gormaz

zwei Niederterrassen
eine untere 6 m über dem Fluß
eine obere 15—20 „ „ „ „
eine Mittelterrasse
eine untere 30—40 „ „ „ „
eine Hauptterrasse
eine untere 90—100„ „ „ „

Die Hauptterrasse ist besonders breit ausgebildet; bei Ataúta liegt sie in 960 m, südlich von Langa in 940 m. Eine obere Mittelterrasse, die im Neukastilischen Becken 60—70 m über dem Fluß anzutreffen ist, wurde nicht beobachtet. Diese Terrasse scheint jedoch auch im Altkastilischen Becken entwickelt zu sein, nach einer mündlichen Mitteilung des Herrn Prof. Dr. R. Stickel und dessen bevorstehender Veröffentlichung, sowie nach Fr. Hernández-Pacheco (1930, S. 88—89).

Im Gebiet von Valladolid erfährt die Campiña des Duero erneut eine auffällig große Weitung. Auch hier fällt diese Weitung mit dem Zusammenfluß mehrerer bedeutender Flüsse zusammen. Fr. Hernández-Pacheco (1930) hat dieses Gebiet eingehend untersucht. Die von ihm für dieses Gebiet gemachten Beobachtungen hinsichtlich der Terrassenfolge (S. 88—88) stimmen mit den meinigen bei San Esteban de Gormaz überein.

Bei San Esteban liegt der Duero in 860 m, das M1-Niveau zwischen 1010 bis 1030 m, um Valladolid der Duero in 680 m, das M1-Niveau in 840/860 m. Zwischen Flußsohle und M1-Niveau nimmt also der Abstand auf dieser Strecke nicht ab, sondern sogar ein wenig zu. Hieraus möchten wir schließen, daß das M1-Niveau in diesem Teil des Altkastilischen Beckens nicht mehr oder nur wenig von jungen tektonischen Bewegungen erfaßt wurde. Anders liegen die

Nordabfall der Sierra de Guadarrama mit altkastilischer Rampe

Aufgenommen am Wege Estación Riofrío–Balsain. Standort etwa 1200 m. Blick gegen Westen auf den Nordabfall der Sierra de Quintanar. Ganz im Hintergrund ist der Nordabfall der Sierra Ojos Albos sichtbar. Im Vordergrund vor dem Abfall Rest der M3-Fläche in 1200—1250 m. Rechts im Mittel- und Hintergrund die M2-Fläche der Altkastilischen Rampe und des Sporns von Sta. Maria de Nieva. Aufnahme J. Schwenzner, 7. 5. 30

Abb. 1. M2-Meseta der Altkastilischen Rampe

Aufgenommen am Wege Vegas de Matute–Otero de Herreros. Blick gegen Ostnordosten. Ganz rechts Otero de Herreros, 1140 m. im Vordergrund rechts eine gegen links abdachende Rumpffläche über Gneis und Granit, die die Landterrasse zu den links anstehenden Kreideschichten darstellt, die mit 10—20° gegen links (Norden) einfallen und in sich gefaltet sind. Im Mittelgrund hinter der Pappel erblickt man graugelbe obermiozäne Schichten. Obermiozän, Kreide und Grundgebirge werden von einer gegen rechts, gegen das Gebirge sanft ansteigenden Fläche gekappt, die beschottert ist und das M2-Niveau darstellt. Aufnahme J. Schwenzner, 2. 10. 31

Abb. 2. Meseta von Buitrago

Standort am Wege Lozoyuela – Las Navas de Buitrago, 1040—1050 m. Blick gegen Nordosten über das Dörfchen Las Navas de Buitrago hinweg, das in 980—1000 m auf einer breiten Terrasse des Río Lozoya (M1-Niveau) gelegen ist. Rechts und links im Mittelgrund das M2-Niveau in 1040—1090 m als breite Schotterflur über Gneis und Silur. Im Hintergrund die Montes Carpetanos (1800 m). Ganz rechts in 1400—1440 m das M3-Niveau der Somosierra. Aufnahme J. Schwenzner, 18. 4. 30

Verhältnisse im Südwesten von Valladolid, wo wir entlang dem Río Adaja ein stärkeres Gefälle des M1-Niveaus feststellen konnten. Diese Schrägstellung der M1-Fläche möchten wir für die auffällig ausgedehnten *Campiña von Coca – Medina del Campo* und *Campiña des Adaja* verantwortlich machen. Die 100-m-Terrasse ist auch hier für das Landschaftsbild tonangebend. Um Valladolid liegt diese in 780 m, bei Medina del Campo in 820 m, um Coca in 840—850 m. In den Kastilischen Block dringt diese in Gestalt breiter Talböden ein, wie man dies längs des Río Pirón beobachten kann (880 m bei Escalona, 900 m bei Cantimpalos).

4. Zusammenfassung der Ergebnisse der morphologischen Analyse

Wie das nördliche und östliche Neukastilische Becken, so wird auch das südliche Altkastilische Becken von einer meist beschotterten postpontischen Einebnungsfläche überzogen, die das Landschaftsbild als „Mesetahochfläche" beherrscht. Auch hier zerfällt diese postpontische Einebnungsfläche in zwei Stufen: M2-Fläche und M1-Fläche. Auch hier haben junge tektonische Kräfte (Verbiegungen und Verwerfungen) die Aufspaltung wesentlich mitbedingt.

Die M2-Fläche findet sich vorzugsweise im östlichen Teil des südlichen Altkastilischen Beckens, östlich des Río Riaza. Westlich dieses Flusses beobachtete ich sie nur in der Vorlage des Monterrubioschildes, der einer M2-Fläche aufsitzt, über die bei der Behandlung des Kastilischen Blockes noch die Rede sein wird. Die M2-Fläche ist von jungen tektonischen Bewegungen erfaßt worden: Schrägstellung gegen den Duero, flache Aufbiegung in der östlichen Fortsetzung der Monterrubioachse.

Die M1-Fläche findet sich östlich des Río Riaza in Gestalt breiter, aber talgebundener Flurterrassen[26a], die 40—60 m in die M2-Fläche eingelassen sind. Nicht immer lassen sich beide Niveaus scharf trennen, z. B. bei Gormaz am Duero und südlich von Fuentidueña. Westlich des Río Riaza gewinnt das M1-Niveau den Charakter einer freien, wasserscheidenden Hochfläche (Meseta von Cuéllar). Das M1-Niveau zu beiden Seiten des Río Adaja wird im Süden von einer West-Ost streichenden, im Osten von einer Südwest-Nordost streichenden, 50—100 m hohen Stufe begrenzt. Es handelt sich hierbei um eine Bruchstufe, an deren Oberkante das M2-Niveau in Erscheinung tritt. Das M1-Niveau ist demnach auf der gesenkten Scholle entwickelt. Namentlich von Süden ergießen sich auf das M1-Niveau zu beiden Seiten des Río Adaja flache Schuttfächer bzw. -decken. Aus einem Vergleich des Durchschnittsgefälles der Meseta von Cuéllar und desjenigen der Mesetahochfläche zu beiden Seiten des Río Adaja, deren Gefälle nahezu doppelt so groß ist, schließe ich auf eine Schrägstellung des M1-Niveau, das zu beiden Seiten des Río Adaja in Erscheinung

[26a] Ähnlich wie in den deutschen Mittelgebirgen kann man auch in den Gebirgen Zentralspaniens die Flußterrassen entsprechend dem Talcharakter in zwei Gruppen einordnen. Die mittleren und unteren Terrassen sind meist sehr schmal, oft nur in Form von Eckfluren ausgebildet. Die höheren Terrassen hingegen sind meist breiter ausladend entwickelt und werden von Ackerfluren eingenommen. Stickel (Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete, Leipzig 1927, S. 30) hat dafür die Bezeichnungen „Flurterrassen" und „Gehängeterrassen" geprägt.

tritt, gegen Norden, gegen Valladolid hin. Hingegen möchte ich annehmen, daß das M1-Niveau der Meseta von Cuéllar kaum noch von jungen Bewegungen erfaßt worden ist.

Die Schrägstellung des M1-Niveaus gegen Norden, die wir bei der M1-Meseta zu beiden Seiten des Río Adaja feststellten, fällt zusammen mit einer überaus wichtigen Konvergenz des Gewässernetzes und der Entwicklung einer überaus ausgedehnten Campiña (Campiña von Coca – Medina del Campo – Valladolid), die wir in jeder Beziehung als das Herz Altkastiliens ansprechen können. Diese Campiña wird von einer Fläche beherrscht, die 40—60 m tiefer als die M1-Fläche liegt, die sich in Beziehung zu der 90—100-m-Terrasse des Duero bringen läßt. Eine ähnliche Weitung erfährt die Campiña des Duero um Burgo del Osma und San Esteban de Gormaz, wo sich gleichfalls die Kombination Schrägstellung der Mesetafläche, Konvergenz der Gewässer und breite Entwicklung der 90—100-m-Terrasse aufweisen läßt.

Eine obere Hauptterrasse wie im neukastilischen Becken scheint nicht zur Ausbildung gelangt zu sein.

Im übrigen findet sich dasselbe Terrassenbild, wie wir es für das Neukastilische Becken kennengelernt haben.

f. Die Beziehungen zwischen Hesperiden-Faltenblock und Altkastilischem Becken

Die Anlagerungsverhältnisse der obermiozänen Schichten an die mesozoischen des Hesperiden-Faltenblocks interessieren vor allem in Hinblick auf die intratertiäre Rumpffläche, sodann aber auch in Hinblick auf das Verhalten von M3- und M2-Fläche.

Bei Santibañez de Ayllón und Francos lagern rostbraune Mergel und Konglomerate gegen silurische und triassische Gesteine an einer steilen Abbiegung oder Verwerfung an, die gegen Westen einfällt. Die obermiozänen Schichten sind noch gestört worden. Zwischen Francos und Santibañez stellte ich eine schwache Wellung dieser Schichten, verbunden mit Aufrichtungen der Schichten zwischen 2—10° fest. Cortazar (1891, S. 187) beschreibt ein Einfallen dieser Schichten gegen Osten, also gegen die erwähnte Störungslinie hin, bis zu 10°. Bei Ligos beobachtete ich, daß dort Kreidekalkschichten, die mit 40° gegen Norden-Nordnordosten einfallen, von einer Fläche gekappt werden, die gleichfalls steil gegen Norden, etwa mit 20° einfällt (Fig. 8). An die abbiegende Fläche, die wir als die intratertiäre Rumpffläche ansprechen, legen sich rostbraune Kalkkonglomerate und Mergel und schließlich der Páramokalk mit übergreifender Lagerung. Die pontische M3-Fläche des Hesperiden-Faltenblocks schneidet die abbiegende intratertiäre Fläche.

Von der bereits erwähnten Anhöhe (1108 m) südlich von Ligos hat man einen beherrschenden Rundblick. Von hier beobachtet man, wie die M2-Fläche des Altkastilischen Beckens über diesen Standort hinweg gegen Süden zieht. Westlich des Río Pedro hat die M2-Fläche die M3-Fläche bis auf den Kreidekalkzeugen „Cerro la Matilla" (etwa 1200—1250 m) aufgezehrt. Östlich des Río Pedro setzt das M2-Niveau als breite Flurterrasse gegen die M3-Fläche ab (Tafel IV Abb. 1).

Im Raum zwischen Berlanga – Brias – Barahona zeigt das Verbreitungs-

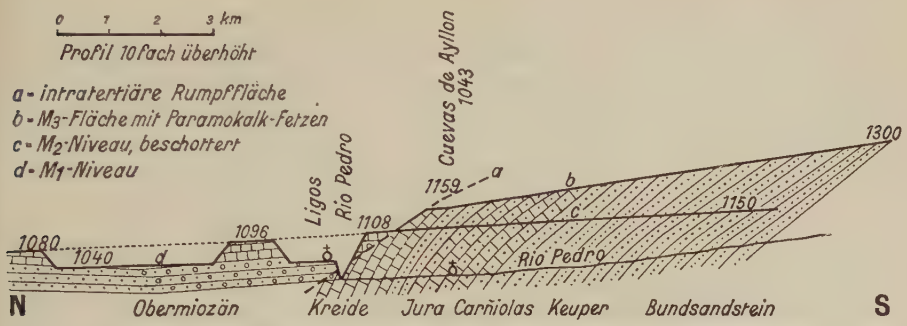


Fig. 8. Profil durch die Grenzzone von Hesperiden-Faltenblock und Altkastilischem Becken

gebiet der obermiozänen Schichten ein leichtes Einbuchten in den Hesperiden-Faltenraum. Dieses Einbuchten fällt zusammen mit einer Einmuldung der obermiozänen Schichten. Diese zeigen in der Anlagerungszone bei Arenillas ein Nordosteinfallen bis zu 30° und bei Marazobel bis zu 20° (Mallada, 1907, S. 338). Die obersten Schichten des Obermiozäns in der Anlagerungszone zeigen jedoch nur ein sehr schwaches Einfallen gegen Norden bzw. Nordosten, wobei 5° nur selten erreicht werden. Dieses Gebiet ist im Nordwesten von einer jungen Hebungsachse begrenzt, die die M3-Fläche dort bis zu 1300—1350 m emporgewölbt und auch die M2-Fläche noch schräggestellt hat (S. 76). Im Osten und Südosten wird dieser Raum von der M3-Fläche in einer durchschnittlichen Höhenlage von 1200 m begrenzt. Allseits dacht die M3-Fläche gegen diesen Raum (gegen Nordosten) ab. Gleichzeitig gewinnt die M2-Fläche an Ausdehnung. Ungestört geht sie über die Kontaktzone: Altkastilisches Becken und Hesperiden-Faltenblock hinweg. Beträgt westlich von Barahona der Höhenabstand zwischen M3- und M2-Fläche 60—80 m, so vermindert sich dieser gegen Nordosten auf 30—40 m und schließlich auf 20—30 m, so daß stellenweise die Auflagerungsfläche der übergreifenden Páramokalke, die weiter westlich die M3-Fläche bildet, und die M2-Fläche zusammenfallen. Aus der M2-Fläche ragen hie und da Zeugen, kleine Tafelberge aus Páramokalk oder aus Kreide hervor. Das Gewässernetz entspricht dieser Abbiegung und Einmuldung der M3-Fläche. Aus dem kräftigeren Einfallen der liegenden Schichten des Obermiozäns gegenüber den hangenden schließen wir auf eine obermiozäne Anlage dieser Mulde, wie auch der Hebungszone im Nordwesten davon.

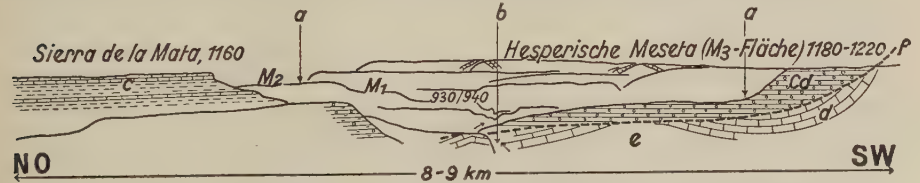


Fig. 9. Geomorphologische Skizze über das Gebiet des Zusammenflusses von Rio Jalón und Barranco Valludar; aufgenommen von der Anhöhe 1070 m östlich von Yuba, Blick gegen SO.

a) Río Jalón. b) Barranco Valludar. c) grauweiße Kalke und Mergel im Wechsel mit rotbraunen sandigen Mergeln, Obermiozän. cd) Harte, fleischfarbene bis rostbraune, grobe Kalkkonglomerate des Obermiozäns. d) Carñiolas-Kalke. e) Keuper und Muschelkalk. f) Intratertiäre Rumpffläche

Zwischen Radona und Somaën sind die Anlagerungsverhältnisse der obermiozänen Schichten an den Hesperiden-Faltenblock durch den Barranco Valludar und seinen von Norden kommenden Zufluß gut aufgeschlossen (Fig. 9). Westlich dieses Barrancos findet sich oben an der Talkante in 1180—1200 m die M3-Fläche über aufgesattelte Triasschichten des Sattels von Sagides – Blocona (Schröder, 1930, S. 168) entwickelt. Auf dieser Fläche liegen noch dünne Fetzen von stark geröllhaltigem Páramokalk, wie ich auf dem Wege Medinaceli – Yuba feststellen konnte (siehe auch Mallada, 1907, S. 341). Auf der östlichen Barrancoseite ist eine Hochfläche in 1155—1165 m über Páramokalk entwickelt, dessen Mächtigkeit Mallada mit 40 m angibt. Diese stark zerschnittene Fläche führt die Bezeichnung „Sierra de la Mata". Nach der Gesamtsituation haben wir die Páramokalkmeseta der Sierra de la Mata als einen Teil der M3-Fläche anzusprechen, die uns hier also als Aufschüttungsebene entgegentritt. Das Barrancotal des Valludar folgt einer Störung, längs der die Meseta de la Mata um einen Betrag von rund 30 m abgesunken zu sein scheint. Bei Yuba biegt die intratertiäre Rumpffläche gegen Osten ab, die im Hesperiden-Faltenblock aufgebogen ist. Die intratertiäre Rumpffläche senkt sich sanft gegen Südosten, gegen den Jalón hin. Diesem Beispiel folgen auch die obermiozänen Schichten, die südlich des Jalóntales wiederum ein sanftes Ansteigen zeigen (Mallada, 1907, S. 341). Das Jalóntal dürfte also einer weitgespannten Einmuldung, deren Tiefenlinie West-Ost verläuft, folgen. Westlich von Somaën wird der Hesperiden-Faltenblock durch eine Nordwest-Südost streichende Stufe begrenzt, die in Fortsetzung der vermuteten Verwerfung entlang dem Barranco Valludar gelegen ist. An der Oberkante dieser Stufe erscheint auch dort in 1175—1200 m die M3-Fläche des Hesperiden-Faltenblocks mit Fetzen von Obermiozän. Beim Eintritt in diese Stufe verengen sich die Talungen zu steilen Schluchten (z. B. das Jalóntal zwischen Medinaceli und Arcos). In der Vorlage dieser Stufe und zu beiden Seiten des Río Jalón findet sich in 1060—1070 m eine ausgedehnte Fläche, die ich der M2-Fläche des Altkastilischen und Neukastilischen Beckens gleichstellen möchte. Auch hier scheint die so auffällig breite Entwicklung des M2-Niveaus tektonisch beeinflußt zu sein. Zwischen Yuba und Arcos stellte ich außer der M2-Verebnung noch die nachstehend genannten fest, die alle beschottert sind:

M1-Niveau in 980—1000 m
eine breite, besonders gut beschotterte Terrasse in 930—950 m (etwa 110 bis 120 m über dem Jalón)
eine relativ schmale Terrasse in 910 m (etwa 80—85 m über dem Jalón)
ein breite Terrasse, gut beschottert, in 860—880 m (etwa 30—50 m über dem Jalón)
eine schmale Terrasse in 840—850 m (etwa 10—20 m über dem Jalón)

Alle diese Niveaus lassen sich ein Stück entlang dem Barranco Valludar verfolgen, und zwar als mehr oder minder breite Terrassen. Nacheinander enden diese Niveaus in Gestalt breiter Talböden. Um Radona geht das M2-Niveau des Barranco Valludar in 1100—1120 m in einen überaus breiten Hochtalboden ein, dessen westlicher Hang sanft gegen Westsüdwesten ansteigt und dessen östlicher steil ansteigt und zur Sierra de la Mata hinaufführt. Der westliche Talhang dürfte der hier sanft gegen Nordosten abbiegenden intratertiären Rumpffläche entsprechen, auf der hie und da noch Zeugen von Obermiozän zu

finden sind und eine Landterrasse darstellen. Die zurückweichenden obermiozänen Schichten der Sierra de la Mata bilden die zugehörige Landstufe [27]. Dieser Hochtalboden steht in Verbindung mit dem M2-Niveau um Barahona (siehe S. 76), ist somit die Wasserscheide zwischen Río Bordecorex und Valludar, d. h. zwischen Duero und Ebro bzw. Jalón.

g. Der Anteil am Kastilischen Block

1. Die morphotektonischen Einheiten

Am Aufbau des Kastilischen Blockes sind zur Hauptsache die Gesteine des Unterbaues beteiligt. Im Bereich des Untersuchungsgebietes können wir drei Hauptgesteinszonen unterscheiden, die eine West-Ost-Anordnung zeigen: 1. im Osten varistisch gefaltete Nordnordwest-Südsüdost streichende, silurische Schiefer und Quarzite, 2. Gneise in der Mitte, 3. Granit im Westen. Auf diesen Unterbau lagern Gesteine des Oberbaues, zur Hauptsache Kreide und Obermiozän, außerdem Trias und Alttertiär. Die Gesteine des Oberbaues lagern dem Unterbau nicht flach auf, sondern sind in diesen teils an Verwerfungen eingelassen, teils in diesen eingemuldet, wobei die Gesteine spezial gefaltet worden sind. Diese Tektonik hat die Gesteine des Oberbaues in Südwesten-Nordosten streichende Zonen angeordnet, die also die Gesteinszonen des Unterbaues queren. Diese Vergitterung der Gesteinszonen wirkt sich im Landschaftsbild aus.

Südwest-Nordost-Verlauf zeigt aber auch das östliche Kastilische Hauptscheidegebirge, die „sierra", das das Rückgrat des Kastilischen Blockes in oro- und morphographischer Hinsicht darstellt. Felsfußflächen (Rampen) mit Mesetacharakter begleiten das Kastilische Hauptscheidegebirge im Norden wie im Süden. Hieraus schon ergibt sich eine Beziehung zwischen der sich in der Lagerung und Anordnung der Gesteine des Oberbaues äußernden Tektonik und den oro- und morphographischen Großeinheiten. Diese Beziehungen werden noch enger, wenn wir die morphotektonischen Untereinheiten mit den oro- und morphographischen Untereinheiten kurz vergleichen.

Die nördliche Vorlage der Sierra im Bereich des Kastilischen Blockes umfaßt folgende oro- und morphographischen Einheiten: die Meseta von Sepúlveda – Moral mit dem ihr aufgesetzten, flachen, Südwest-Nordost streichenden Schild des Monterrubio, die Campiña von Castillejo de Mesleón, die Altkastilische Rampe und ihr Vorsprung gegen Norden (Sporn von Sta. Maria de Nieva – Jemenuño – Labajos), und schließlich die Meseta von Cantalejo – Sangarcia. Wie gleich zu zeigen sein wird, stellen diese morphographischen Einheiten zumeist auch morphotektonische dar.

Der Untergrund der Meseta von Sepúlveda – Moral besteht aus gefalteten Kreideschichten, die nahezu westöstlich streichen. Diese umgeben den Monterrubio, der geologisch einen Südwest-Nordost streichenden Sattel aus Carñiolaskalken und roten Triasschichten (Monterrubio — Roter Berg) darstellt. Im Kern des Sattels treten noch Gesteine des Unterbaues zutage: Granit, Gneis und Silur. Alle Gesteine werden von einer Rumpffläche geschnitten, die jedoch keine einheitliche ist, worauf wir noch zurückzukommen haben. Am

[27] Herrn Prof. Dr. R. Stickel, Bonn, verdanke ich Einblick in seine Aufzeichnungen und Photos, die er bei Radona gemacht hat.

Rande dieser morphographischen und morphotektonischen Einheit beobachten wir, daß eine Rumpffläche, die wir als die intratertiäre ansprechen, unter das Obermiozän des Altkastilischen Beckens, der Meseta von Castillejo de Mesleón und der Meseta von Cantalejo – Sangarcia abbiegt. Dieses Abbiegen gegen das Altkastilische Becken ist sehr steil, wie man am Wege Valdevacas – Montejo de la Vega beobachten kann, hingegen sanfter gegen Süden und Westen. Die an diese abbiegende intratertiäre Rumpffläche anlagernden obermiozänen Schichten zeigen aber auch in den höchsten Schichten (Páramokalk) keine horizontale Lagerung, sondern Einfallen gegen außen. Bei Maderuelo – Valdevarnés, am Südrand der Meseta von Sepúlveda – Moral, beobachtet man, ein Fallen des Páramokalkes von 7—10° gegen Süden. Bei Montejo de la Vega – Fuentelcesped, am Nordrand stellten wir ein Nordeinfallen von 5—10° fest. Ähnlich groß ist das Nordeinfallen bei Fuentidueña am Nordwestrand und bei Cobos de Fuentidueña am Westrand. Dieses Einfallen wird mit zunehmender Entfernung von der Anlagerungszone flacher. Strecken mit horizontaler Lagerung oder gar entgegengesetztem Fallen des Obermiozäns stellen sich ein. Aus den Lagerungsverhältnissen des Obermiozäns schließen wir, daß die Meseta von Sepúlveda – Moral mit dem Monterrubioschild über einer Hebungsachse obermiozäner Anlage entwickelt ist, die postpontisch, wenn auch schwächer, wieder aufgelebt ist *(Sattel des Monterrubio)*.

Südlich an die Kreidekalkmeseta von Sepúlveda – Moral legt sich die Campiña von Castillejo de Mesleón, die von flach eingemuldeten obermiozänen Schichten eingenommen wird, die zur Hauptsache in der roten detritischen (Rand-) Fazies entwickelt sind. Die Muldenachse läuft der Hebungsachse des Monterrubio parallel. Diese Mulde *(Mulde von Castillejo de Mesleón)* ist gleichfalls obermiozäner Anlage, postpontisch nochmals eingebogen, wie man dies den Lagerungsverhältnissen des Obermiozäns entnehmen kann. Dieses steht gegen Osten in Verbindung mit dem des Altkastilischen Beckens, gegen Westen mit dem, das den Untergrund der Meseta von Cantalejo – Sangarcia abgibt.

Im Bereich der Meseta von Sangarcia – Cantalejo besteht das Obermiozän gleichfalls aus der detritischen Fazies, und zwar aus der graugelben, den Zerfallsprodukten von Granit und Gneis. Auch hier finden sich Spuren einer postpontischen Tektonik, die auf Einmuldung des Obermiozäns hindeuten *(Mulde von Cantalejo)*. Gegen Norden steht das Obermiozän in Verbindung mit dem des Altkastilischen Beckens. Die Muldenachse, die im Westen dieser Einheit etwa Südwest-Nordost-Verlauf zeigt, spaltet sich gegen Osten auf in einen südlichen Zweig, der sich in die Mulde von Castillejo de Mesleón hinein fortsetzt, und in einen Nordnordost streichenden Zweig, der als Quermulde dem Westrand des Monterrubiosattels folgt und der die Verbindung zwischen dem Obermiozän des Altkastilischen Beckens und der Mulde von Cantalejo vermittelt.

Der Sporn von Sta. Maria de Nieva – Jemenuño – Labajos umfaßt die Mulde von Cantalejos im Westen und Nordwesten. Geologisch stellt dieser Sporn einen Südwest-Nordost streichenden Sattel dar, in dessen Kern die Gesteine des Unterbaues auftreten (Nord-Süd streichende silurische und kambrische Schiefer und Quarzite, die stark metamorphisiert sind, und außerdem Granit). Die Gesteine des Unterbaues herrschen bei weitem vor. Kreideschichten finden sich zur Hauptsache in den Flanken des Sattels. In sich spezial gefaltet biegen sie steil gegen Norden und Süden ab *(Sattel von Sta. Maria de*

Nieva). Diesen Sattel haben wir wohl als die Fortsetzung des Monterrubiosattels aufzufassen, von dem er durch die Quermulde von Cantalejo geschieden wird.

Den Untergrund der Altkastilischen Rampe bauen einmal die Gesteine des Unterbaues (Granit im Westen, Gneis in der Mitte, silurische Schiefer und Quarzite im Osten) und zum anderen die Kreide auf. Diese Kreideschichten beweisen durch ihre Lagerungsverhältnisse, daß auch diese Zone von einer jungen Tektonik, und zwar einer Bruchfaltentektonik betroffen worden ist. Hierbei können wir Mulden und Sättelzüge unterscheiden. Diese zeigen zur Hauptsache ein Südwest-Nordost-Streichen, das jedoch von Quersätteln und Mulden unterbrochen wird. Im Süden wird diese Einheit von einer ungefähr Südwest-Nordost streichenden Stufe, die Sierra und Meseta scheidet, begrenzt. Diese Stufe stellt die Fortsetzung einer Bruchstufe postpontischen Alters dar, die wir bei der Behandlung des Hesperiden-Faltenblocks bereits kennengelernt haben. Es ist dies eine Bruchstufe, die sich aus dem M3-Niveau heraus entwickelt hat. Dieser folgt der Nordabfall der Sierra de Pela. Gegen Norden hebt sich die Altkastilische Rampe zumeist auch scharf von den angrenzenden anderen morphographischen Einheiten ab, und zwar auch hier an ziemlich geradlinig verlaufenden Stufen. Von diesen haben wir die Stufe von Saornil – Pozánco – Peñalba – Sigeres bereits als eine junge Bruchstufe kennengelernt (S. 79). Die Fortsetzung dieser Stufe begrenzt den Sporn von Sta. Maria de Nieva im Nordwesten und Westen. Auch hier liegt ein junger Bruch vor. Beide Bruchlinien folgen der Grenzzone zwischen Altkastilischem Becken und Kastilischem Block. Zwischen Zarzuela del Monte und Segovia ist die geologische Grenze zwischen Altkastilischer Rampe und Mulde von Cantalejo durch flaches Abbiegen einer Rumpffläche gekennzeichnet, die spezialgefaltete Kreidekalke kappt. Östlich von Segovia geht diese Abbiegung in einen Bruch oder steile Flexur über. Die obermiozänen Schichten lagern hier an steil einfallende Kreidekalke oder gar sofort dem Grundgebirge an. Im Bereich der Altkastilischen Rampe finden sich keine obermiozänen Schichten, die etwa darüber Aufschluß geben könnten, ob auch diese Zone von jungen Verbiegungen betroffen worden ist. Der morphographischen Einheit der Altkastilischen Rampe entspricht also auch eine morphotektonische, deren Verhalten die Bezeichnung *Groß-Scholle der Altkastilischen Rampe* wiedergeben soll.

Im Bereich des Kastilischen Blockes umfaßt das östliche Kastilische Hauptscheidegebirge die nachstehenden Einheiten: Somosierra, Sierra de Guadarrama, Sierra de Malagón und die Einwalmung, die das östliche Kastilische Hauptscheidegebirge vom westlichen trennt. Bei der Behandlung dieser Einwalmung muß jedoch die östlichste Einheit des westlichen Kastilischen Hauptscheidegebirges, die Sierra de Gredos, kurz gestreift werden.

Die Somosierra stellt einen von Verwerfungen begrenzten Block aus varistisch gefalteten, Nordnordwest-Südsüdost streichenden, silurischen Schichten dar *(Scholle der Somosierra)*. Es handelt sich dabei um grauweiße bis graugrüne Quarzite und dunkelgraue bis schwarze, weiche Schiefer, die mit den Quarziten wechsellagern. Diese Gesteine bestimmen den landschaftlichen Charakter und die Eigenart dieser morphographischen Einheit. Im Südosten um Hiendelaencina sind diese Gesteine kontaktmetamorph verändert und zu Phylliten von grausilberglänzender Farbe (Glimmergehalt) und Gneisen von

grauweißer Farbe umgewandelt. Auch im Nordwesten sind die silurischen Schichten stark kontaktmetamorph verändert. Quer- und Längsstörungen zerrütten das Gesteinsgefüge. Auffällig ist, daß die Querstörungen, wie auch zahlreiche Klüfte und Harnische, ein Streichen zeigen, das im großen und ganzen mit dem Verlauf des heutigen Gebirges zusammenfällt. Dies würde besagen, daß diese Störungen des Gesteinsgefüges der Ausdruck einer jungen Tektonik sind. Andererseits läßt sich aber auch nachweisen, daß diese Störungen bereits sehr alter Anlage sind. Ed. Hernández-Pacheco (1923) bringt diese in Zusammenhang mit der „posthercynischen Orogenese", die in die Permzeit verlegt wird. Schröder (1930, S. 162) ist der Ansicht, daß die Querstörungen wohl alter Anlage sind, jedoch postum wieder aufgelebt seien, da an diesen ja stellenweise die mesozoischen Sedimente abgesunken seien. Im Norden begrenzt die Fortsetzung der Bruchstufe, die die Sierra de Pela im Norden begrenzt, die Scholle der Somosierra. Diese Bruchstufe verwirft bei Santibañez de Ayllón Silur gegen Silur. Weiter westlich werden von diesem Bruch die obermiozänen Schichten der Mulde von Castillejo de Mesleón abgeschnitten. Dieser Bruch wirkt sich bis Riaza auch landschaftlich aus, und zwar als Abfall der Sierra gegen die Altkastilische Meseta. Westlich von Riaza setzt er sich in eine Verwerfung fort, an der die obermiozänen Schichten der Mulde von Castillejo de Mesleón zunächst an Silur, dann an Gneis und Granit und schließlich auch an Kreide anlagern. Hieraus ergibt sich die präpontische, wohl miozäne Anlage dieser Verwerfung. Bei Riaza wird die Nordost-Südwest streichende Verwerfung, die östlich von Riaza den Nordabfall der Sierra bedingt, durch eine Nord-Süd streichende abgelöst, die ihrerseits bei Riofrío de Riaza wiederum von einer Nordost-Südwest streichenden abgelöst wird. Diesen beiden Verwerfungen folgt der Gebirgsabfall. Die letztere Verwerfung verwirft zunächst Gneis gegen Gneis, westlich von Cerezo, bereits im Bereich der Sierra de Guadarrama, Gneis und Granit gegen Kreide. — Aguilar (1924, S. 14, Fig. 1) hat als Erster erkannt, daß durch den Paß von Somosierra eine Verwerfung zieht, die ungefähr Nord-Süd streicht. Diese Verwerfung ist von allergrößter Wichtigkeit; sie ist es, die den Somosierrablock im Westen begrenzt. Gegen Norden verfolgen wir sie in die Altkastilische Rampe. Im Bereich der letzteren findet sich östlich dieser Verwerfung keine Kreide mehr, wohl westlich derselben. Gegen Süden verfolgen wir die Verwerfung über Horcayo – Paredes de Buitrago – Berzosa – Cervera de Buitrago. Diese Verwerfung bildet zunächst die Grenze zwischen Gneisen verschieden starker Metamorphisierung, dann verwirft sie Silur gegen Gneis, hierauf Silur gegen Granit und schließlich Silur gegen Kreide und Alttertiär westlich von Torrelaguna. Der Südrand der Scholle der Somosierra ist gleichfalls durch Verwerfungen bedingt, die eine sehr komplizierte Anordnung zeigen: Südwest-Nordost streichende Verwerfungen wechseln mit Nordwest-Südost streichenden ab. Nur gelegentlich fallen Südrand der Somosierrascholle und Südrand des Kastilischen Blockes zusammen. Meist verläuft der Südrand des Kastilischen Blockes in einem gewissen Abstand vom Südrand der Somosierrascholle. Dazwischen schalten sich mehrere kleinere Schollen, die morphographisch zur Neukastilischen Rampe gehören (siehe auch die beiden Profile, die F. Navarro, 1900, S. 101 und 104, seiner Arbeit beigegeben hat, sowie das Profil von Carlos Castel, 1880, S. 221). — Der Ostrand der Somosierrascholle entspricht der Grenze zwischen Kastili-

schem Block und Hesperiden-Faltenblock. Den nördlichen Teil derselben erkannte Schröder (1930, S. 162) als Verwerfung, die bereits als sehr alte Querstörung im Unterbau angelegt und an der das Deckgebirge (Trias, Kreide und Alttertiär) gegen das Grundgebirge verworfen ist (siehe auch C. Castel, 1880, S. 208, Profil durch das Bachtal des A. Hocinas bei Cantalojas). Ab Cantalojas gegen Ujados hin folgt der Ostrand einer Südost streichenden, steilen Abbiegung der mesozoischen Schichten gegen Nordosten. Bei Ujados geht diese Abbiegungslinie in eine nahezu Nord-Süd streichende und dem Río Cañamares folgenden Verwerfung über. Bei La Miñosa wird diese auf ein Stück von einer Nordost-Südwest streichenden abgelöst. An deren Stelle tritt jedoch bald wieder eine Nord-Süd streichende Verwerfung, die entlang dem Ostrand der Sierra de la Bodera verläuft. Ab Ujados quert die Grenzlinie den durch die intratertiäre Tektonik geschaffenen Sattel- und Muldenbau, deren Achsen ungefähr Westsüdwest-Ostnordost streichen (Sattel von La Miñosa – Barcones, Mulde von Atienza, Sattel von Alcolea – La Bodera). Ab Ujados ist diese Verwerfung auch morphologisch von größter Wichtigkeit. Weiter oben wurde bereits nachgewiesen, daß die pontische M3-Fläche die obengenannten Sättel und Mulden überspannt (S. 67). Hieraus schließe ich auf ein postpontisches Alter bzw. Aufleben der obenbeschriebenen Verwerfung.

Der Untergrund der Sierra de Guadarrama stellt nicht eine so einheitliche Scholle dar wie der der Somosierra. Bereits oro- und morphographisch ergab sich ein starker Gegensatz: Nord-Süd gerichtete Einheiten in der Somosierra, hingegen West-Ost oder Südwest-Nordost gerichtete Einheiten in der Sierra de Guadarrama. Gesteinsunterschiede, die sich ganz besonders im Landschaftsbild auswirken, verschärfen den Gegensatz: meist dunkle Schiefer und Quarzite in der Somosierra, meist helle Gesteine: Glimmerschiefer, Augengneise, Gneise, Gneisgranite und Granite in der Sierra de Guadarrama. Hie und da finden sich Einschaltungen von Marmoren, Hornsteinen sowie metamorphen Schiefern und Quarziten, wohl kambrischen und silurischen Alters. Die Lagerungsverhältnisse dieser Gesteine werden in hohem Maße durch Südwest-Nordost und Südost-Nordwest streichende Verwerfungen bestimmt. An diesen Verwerfungen sind gelegentlich Mikrogranite, Porfide und Diabase hochgekommen (Macpherson, 1883, 1888 und 1901)[28]. Macpherson faßt diese Verwerfungen als den Ausdruck der „dirrecciones derivadas" der variszischen Gebirgsbildung auf, die gegen Ende der Carbonzeit diese Verwerfungen verursacht hätten, an denen die heutige Cordillera Central herausgehoben worden sei. Dies ist ja auch die Ansicht von Ed. Sueß (1888). A. Penck hat diese Auffassung bezweifelt (1894). Er nimmt Bezug auf die Kreideschichten, die sich im Lozoyatal finden, und verglich deren Höhenlage mit denen in der nördlichen und südlichen Vorlage. Hieraus schloß A. Penck, daß die Sierra de Guadarrama erst nach der Ablagerung der Kreideschichten und durch eine horstartige Heraushebung einzelner Parallelrücken entstanden sei (1894, S. 17). Ich schließe mich dieser Auffassung an. Die Untersuchung ergab, daß die Kreideschichten im oberen Lozoyatal genau so ausgebildet sind wie die nördlich oder südlich der Sierra de Gua-

[28] F. Hernández-Pacheco (1930, c. S. 164) spricht die Granite und Diabase, die gangartig die Gneise durchsetzen, für tertiären Alters an. G. de Llarena erwähnte im Laufe einer Unterhaltung, daß in der Guadarrama ein Basaltgang aufgefunden worden sei.

darrama. Sie bestehen nämlich zur Hauptsache aus dünngebankten, tonigen, überaus feinkörnigen Kalkmergeln und Kalken. Gerölle sind darin nicht enthalten. Dieser Befund spricht gegen die Annahme von Ed. Hernández-Pacheco und anderer spanischer Geologen, die der Auffassung sind, daß das Kreidemeer diese Schichten in einem Golfe abgelagert habe, der ringsum von Gebirge (und zwar von steilen Hängen) umgeben gewesen sei. Die Lagerungsverhältnisse der Kreidekalke zeigen gegen den Norden wie gegen den Südrand eine Aufschleppung, die beispielsweise südlich von Pinilla 40—50° erreicht. Einen ähnlichen Betrag stellten wir an der Straße El Paular – Puerto de Cotos fest. Am Nordrand lagert die Kreide streckenweise längs einer Verwerfung an Gneis und Granit an. Bei Alameda del Valle, nördlich des Dorfes an der Brücke und im Straßeneinschnitt der Carretera Lozoya – Alameda, beobachtet man 6—80 m mächtig werdende gelbbraune, lockere Mergel, zwischen die sich Lagen aus lockeren feinen Konglomeraten (Quarzgerölle, Sande, Granit- und Kalkgerölle) und Sandlagen einschalten. Diese Schichten zeigen konkordante Lagerung zu den darunter anstehenden Kreidekalken. In der Fazies sind diese Schichten denen sehr ähnlich, die zwischen Guadalix de la Sierra und Venturada das Hangende der Kreide bilden und dort zumeist als Alttertiär erkannt wurden. Das auffällig breite obere Lozoyatal stellt also einen ungefähr Südwest-Nordost streichenden Graben tertiärer Anlage dar, den wir als die morphotektonische Einheit der *Senke des Valle Lozoya* bezeichnen. Diese wird im Norden wie im Süden von je einem Horst begleitet. Im Norden ist dies der *Horst der Montes Carpetanos*. Diesen begrenzt im Norden die bereits beschriebene (S. 87 f.), in Südwest-Nordost-Richtung streichende Hauptverwerfung, die die Sierra gegen die Altkastilische Rampe scheidet. Im Osten grenzt dieser Horst an den Westrand des Somosierrablockes, den wir als eine Verwerfung erkannten. Der *Horst der Cuerda Larga* begleitet die Senke des Valle Lozoya im Süden. Die Verwerfung, die die Neukastilische Rampe gegen die Sierra absetzt, begrenzt diesen Horst im Süden. Diese Verwerfung ist durch streckenweisen anormalen Kontakt zwischen Granit und Gneis gekennzeichnet. Dieselbe Verwerfung zieht durch die Granitkuppel von La Cabrera. F. Hernández-Pacheco (1930, c. S.164) ist der Ansicht, daß es sich dabei um einen tertiären Granit handele. Zwischen dem Ostrand dieses Horstes und dem Westrand des Somosierrablockes legt sich ein Senkungsfeld *(Senke von Buitrago)* (Tafel XIV Abb. 2), für das sich einstweilen nur morphologische Beweise erbringen lassen. Im Westen der Lozoyasenke verschmelzen die beiden obengenannten Südwest-Nordost streichenden Horste zu einem einzigen. Diese Zone ist dadurch gekennzeichnet, daß hier das östliche Kastilische Hauptscheidegebirge seine höchste Erhebung erfährt (2403 m) und zugleich seine schmalste Stelle hat. Von Norden springen tiefere, abgesunkene Kulissen vor, von Süden die Neukastilische Rampe. Bald spalten sich die vereinigten Horste wieder auf: im Norden der *Horst der Sierra de Quintanar*, im Süden der *Horst der* eigentlichen *Sierra de Guadarrama*. Dazwischen schaltet sich die *Senke des* oberen *Valle Moro* ein.

Die Sierra de Malagón bauen gleichfalls Gneise und Granit auf, wobei letzterer hier einen weit größeren Raum einnimmt als in der Sierra de Guadarrama. Morphotektonisch gliedert sich dieses Gebiet in drei Einheiten: 1. in den *Horst der Sierra Ojos Albos*, 2. in die *Senke des Campoazálvaro*, 3. in die *Scholle der Sierra Malagón*. Der Horst der Sierra Ojos Albos wird im Norden von der

Verwerfung begrenzt, die Sierra und Altkastilische Rampe scheidet. Bei Vegas de Matute ist an dieser Verwerfung Kreide gegen Granit verworfen. Stellenweise geht diese Verwerfung in eine steile Aufschiebung von Granit auf Kreide über. Im Süden begleitet diesen Horst die Senke von Campoazálvaro, die die Fortsetzung der Senke des Valle Moro darstellt und die sich gegen Westen in die Senke des Valle Amblés fortsetzt. Im Valle Amblés finden sich junge Ablagerungen, die man nach der faziellen Ausbildung in das Obermiozän (detritische Fazies) zu stellen hat. Reste solcher Ablagerungen finden sich auch im Campoazálvaro. Den Nordrand des Blockes der Sierra de Malagón bildet jene Verwerfung, die den Senkenzug Valle Moro, Campoazálvaro und Valle Amblés im Süden begrenzt; diese Verwerfung scheint gelegentlich in eine steile Abbiegung überzugehen. Den Südost- und Südrand der Scholle der Sierra de Malagón bildet die uns bereits bekannte Verwerfung, die die Grenze zwischen Sierra und Neukastilischer Rampe darstellt bzw. diesen Gegensatz bedingt. Im Westen werden die Scholle der Sierra de Malagón und der Horst der Sierra Ojos Albos von einer Nord-Süd-Störung begrenzt, die bereits Macpherson (1888, S. 337) vermutet hat. Geologisch ist sie dadurch charakterisiert, daß sie namentlich südlich von Herradón einen anormalen Kontakt zwischen Granit und Gneis geschaffen hat. Dieser Störungszone folgen zahllose Klüfte und sekundäre Störungen. Eine Zone erhöhter Zerrüttung des Gesteinsgefüges findet sich um San Martín de Valdeiglesias, wo auf diese Nord-Süd-Störung mehrere West-Ost- bzw. Südwest-Nordost streichende stoßen *(Senkungsfeld von San Martin de Valdeiglesias)*.

Der östliche Abschnitt des westlichen Kastilischen Hauptscheidegebirges gliedert sich oro- und morphographisch, wie aber auch morphotektonisch in mehrere Ost-West streichende Einheiten, wie dies O. Schmieder (1915) beschrieben hat: *Schrägscholle der Sierra de Avila, Senke des Valle Amblés, Horst der Paramera de Avila, Senke des Valle Alberche, Horst der Sierra de Gredos.* Schmieder vergleicht diese Anordnung treffend mit der Basin Ranges Structure G. K. Gilberts [29]. Der Ansicht dieses Forschers, daß die Horste Keilschollen darstellen, vermag ich mich mit Ausnahme der Schrägscholle der Sierra de Avila nicht anzuschließen. Aber auch letztere scheint diesen Charakter in allerjüngster geologischer Vergangenheit aufgegeben zu haben (Bruchstufe von Saornil – Peñalba – Sigeres). Die Grenze zwischen Altkastilischer Rampe und der Schrägscholle der Sierra de Avila ist fließend. Um so markanter ist dafür der Horst der Sierra de Gredos gegen Süden, gegen die Senke des *Valle Tiétar*, abgesetzt. In dieser Südwest-Nordost streichenden Senke, die im Süden und Südosten der *Horst der Sierra San Vicente* begrenzt, finden sich junge Ablagerungen, deren fazielle Ausbildung ganz der Randfazies des Obermiozäns ähnlich ist. Die beiden zuletzt genannten morphotektonischen Einheiten sind bereits Bestandteil der oro- und morphographischen Einheit der Neukastilischen Rampe.

Die Neukastilische Rampe baut sich zur Hauptsache aus Granit und Gneis auf, daneben spielen aber auch Kreide, Alttertiär und Obermiozän eine Rolle. Gegen die Sierra bilden Verwerfungen die Grenze, über die Näheres bereits ausgeführt worden ist. Im Süden wird diese Einheit durch die Südwest-

[29] Geographical and geological explorations and surveys west of the one hundreth meridian, Washington 1874.

Nordost streichende Grenze zwischen Kastilischem Block und Neukastilischem Becken begrenzt. Daß es sich hierbei um eine recht junge Störungslinie handelt, ergibt sich daraus, daß entlang dieser allenthalben ein anormaler Kontakt zwischen den Gesteinen des Unterbaues (Granit, Gneis, Silur, Devon) einerseits und Obermiozän, Alttertiär, Kreide und Trias andererseits beobachtet wird. Streckenweise stellt diese Störung eine steile Abbiegung oder Abscherung dar (bei Torrelaguna z. B.), andererorts eine Aufschiebung (bei Valdepeñas de la Sierra – Retiendas), und wieder andererorts einen Bruch (bei Torrelodones). Auch innerhalb der Neukastilischen Rampe finden sich Kreide- und Alttertiärschichten, die in den Unterbau teils eingemuldet, teils an Verwerfungen eingelassen sind. Am klarsten tritt dies bei der Mulde von Cerceda – Torrelaguna in die Erscheinung. Die Rampenzone von Tamajón – Rebollosa de Jadraque besteht außer aus Gesteinen des Unterbaues (Silur und Gneis) aus solchen des Mesozoikums, die in sich spezialgefaltet sind und in denen sich Sättel und Mulden verfolgen lassen. Diese Faltung ist ein Ausdruck der intratertiären Orogenese. Da sich diese morphographisch weder hier noch weiter westlich im Bereich der Neukastilischen Rampe äußert, ergibt sich eine Analogie zur Altkastilischen Rampe und zum Hesperiden-Faltenblock. Aus diesem Grunde benenne ich die morphotektonische Einheit, die die Neukastilische Rampe östlich des Río Alberche umfaßt: *Scholle der Neukastilischen Rampe*. Diese ließe sich unschwer in mehrere morphotektonisch wirksame Teilschollen aufgliedern. Jedenfalls ergibt sich bereits hieraus, daß auch im Bereich des Kastilischen Hauptscheidegebirges recht junge tektonische Kräfte am Werke gewesen sind, die mit und in erster Linie das Gesicht des heutigen Kastilischen Hauptscheidegebirges bedingen. Der Ansicht Ed. Hernández-Pachecos (1923), der der Meinung ist, daß die Gebirgsbildung im morphologischen Sinne mit der pyrenäischen Orogenese (an der Wende von Kreide und Alttertiär) abgeschlossen sei, kann ich mich daher nicht anschließen. Auch Schröder vermag ich nicht beizupflichten. Nach Meinung dieses Forschers verdankt das heutige Kastilische Hauptscheidegebirge seine Gestalt zur Hauptsache der intratertiären (savischen) Orogenese. Die rhodanische Orogenese, die sich in den Stauchungen und Störungen und Faltungen der obermiozänen Schichten in den Becken äußert, ist nach Ansicht von Schröder auf die Becken beschränkt (1930, S. 178). Ich bin vielmehr der Auffassung, daß die rhodanische Orogenese sich auch in den Beckenrahmen und (?) den Hebungszonen (im Hesperiden-Faltenblock und Kastilischen Block) auswirkte. Dies habe ich für den Hesperiden-Faltenblock bereits eingehend dargetan. Für den Kastilischen Block soll dies nunmehr an Hand einer flächenmorphologischen Analyse erfolgen.

2. Die Dach-(D-)Fläche

Das Ergebnis der oro- und morphographischen Analyse des Kastilischen Hauptscheidegebirges war, daß dessen Formenschatz und landschaftliche Erscheinungsweise weitgehend durch Verflächungen bestimmt wird. Die am höchsten, zwischen 1700 und 2200 m gelegene Verflächung ist die Dach (abgek. D-) Fläche, die nur noch im Bereich des Kastilischen Hauptscheidegebirges anzutreffen ist. Isolierte Gipfel sitzen stellenweise der D-Fläche auf und überragen diese bis zu 200 m. Die D-Fläche im Verein mit Gestein und Klima verleiht

dem Kastilischen Hauptscheidegebirge den Charakter der deutschen Mittelgebirge.

a. Die D-Fläche der Somosierrascholle hat dort, wo sie in größeren Stücken erhalten ist, große Ähnlichkeit mit den Rumpfhöhenlandschaften des Rheinischen oder Thüringischen Schiefergebirges.

Die D-Fläche des Buitrera-Massivs wird im Norden von einem Steilabfall, der bereits als Bruch erkannt wurde, begrenzt. Überaus steile, mit Schutt erfüllte Trichter beginnen sich in diesen hineinzufressen, in den weichen Schieferzonen setzen sie an und präparieren so die härteren Quarzite heraus. An der Oberkante dieser Stufe liegt die D-Fläche in 2050—2150 m (Tafel VII). Gegen Süden dacht sie sanft ab und wird zugleich durch die Ursprungstrichter der Quellbäche des Río Jaramillo und des Río Jarama aufgelöst. Nördlich von El Cardoso de la Sierra erreicht sie im Santui (Cerro de la Calahorra) 1930 m. Weiter östlich bei Peñalba de la Sierra beobachtet man ein sanftes Abdachen der D-Fläche der Buitrera gegen Südosten auf rund 1700 m (Segoviano – Los Coladillos). Hierauf wird noch bei Behandlung der M3-Fläche zurückzukommen sein.

Südlich an das Massiv der Buitrera schließt sich das Massiv der Mujer Muerta an, das im Norden wie im Osten vom Río Jarama umflossen wird. Hier ist die D-Fläche in eine Unzahl von Gipfeln aufgelöst, die meist noch kleine Verflächungen tragen. Von einem entfernten Standpunkt betrachtet, schließen diese sich jedoch zu einer 1700—1750 m hohen Fläche zusammen, die vereinzelte, scharf profilierte Gipfel überragen. Dies ist etwa der Eindruck vom Pico de Ocejón gegen Westen oder von der Peñalara gegen Osten schauend. Die so festgestellte Abdachung der D-Fläche gegen Süden scheint jedoch nicht gleichmäßig, sondern noch durch eine West-Ost streichende Verwerfung gegliedert zu sein, der der Río Jarama zwischen den Dörfchen Colmenar de la Sierra und El Cardoso de la Sierra folgt. Nördlich dieser Störungslinie findet sich das D-Niveau in 1900—2000 m, südlich davon in 1800—1700 m.

Das Massiv der Sierra de Riaza zeigt gleichfalls eine sehr gut erhaltene Dachfläche, wie dies am Wege Peñalba de la Sierra nach Riaza zu beobachten ist. Am Nordrand des Massivs liegt die D-Fläche in 2000—2100 m und senkt sich gegen Süden auf 1810 m in den Tijerillas, östlich von Peñalba.

Südlich davon schließt sich ein Nord-Süd streichender Zug von Plateaustücken an, deren Flanken durch die Zuflüsse von Jarama und Sorbe stark zerschnitten und zerrunst sind: Loma de la Asadera (1820 m, Fortsetzung der Tijerillas), Campachuelo (1899 m), Campo (1900 m), Loma de la Pineda (1780 m), Cabeza de Mostar (1780—1840 m). Hierüber erhebt sich als breit ausladender Kegel der Pico de Ocejón (2058 m) (Tafel V). Nach diesem beherrschenden Gipfel nennen wir diesen Nord-Süd-Zug Sierra de Ocejón. Vergleicht man das Verhalten der D-Fläche im Bereich der Sierra de Ocejón und der Sierra Riaza mit dem im Bereich der Sierra Mujer Muerta und Sierra Buitrera, so kommt man zu dem Ergebnis, daß das Tal des Río Jaramillo und das mittlere Jaramatal einer Störungslinie folgt, an der die D-Fläche verstellt erscheint: Westlich dieser Linie ein Abdachen von 2150 auf 1700 m, östlich derselben ein Abdachen von 2050—2100 auf 1800 m. Für dieses spricht auch, daß diese Störungszone sich gegen Norden in den jungen Nord-Süd streichenden Bruch hinein fortsetzt, der zwischen Riaza und Riofrío de Riaza auf eine Strecke die große Südwest-

Nordost streichende Hauptverwerfung unterbricht, die den Nordabfall der Sierra schuf (S. 88). Am mittleren Jarama, bei Retiendas, findet sich eine mit Obermiozän erfüllte, Nord-Süd streichende Senke, die die ungefähr Südwest-Nordost streichende Kreide und Trias quert.

Vertreter des D-Niveaus sind die breiten, breit gescheitelten, gegen Südosten vorgeschobenen Rücken der Altos de Abantos (1720—1809 m) und der Sierra del Alto Rey (1760—1834 m).

Von dem einzigartigen Aussichtspunkt der Ermita del Alto Rey (Tafel VIII) überblickt man den Ostabfall der Somosierra gegen die Sierra de Pela und damit die Grenzzone zwischen Kastilischem Block und Hesperiden-Faltenblock. Die Dachfläche scheint zunächst sanft gegen Osten abzubiegen. Dieser Abfall geht dann zumeist in eine Stufe über, gegen die eine 1500—1550 m hoch gelegene Fußfläche absetzt. Diese Stufe ist besonders ausgeprägt am Ostabfall der Sierra Alto Rey und den Altos de Abantos. Am oberen Río Sorbe (auch A. del Conde) wird diese Südost-Nordwest streichende Stufe, der entlang der A. Pelagallinos fließt, von einer Nordost-Südwest streichenden abgelöst. Der Río Sorbe, von der 1400—1500 m hohen Sierra de Pela kommend, quert diese und somit die 1800—1900 m hohe Somosierra. Diese letztere Stufe löst bald wieder eine Südost-Nordwest streichende ab. Entlang der letzteren fließt der A. de Ladrones. Diesen Bachlauf begleitet im Südwesten die D-Fläche in 1820 bis 1900 m (Campo, Campachuelo, Loma de la Asadera usw.). Im Nordosten des A. de Ladrones findet sich ein rund 1600 m hoch gelegenes Flächenstück. Weiter nördlich gewinnt man den Eindruck, daß dort die D-Fläche der Sierra de Riaza sanft gegen Osten abgebogen ist.

Die soeben aufgeführten Stufen folgen nicht der petrographischen und tektonischen Grenze zwischen Kastilischem Block und Hesperiden-Faltenblock, sondern verlaufen innerhalb des Kastilischen Blockes im Silur. Über die Grenze zwischen diesen beiden morphotektonischen Großeinheiten zieht jene Fläche glatt hinweg, die die Hochplateaus der Sierra de Pela bildet, nämlich die M3-Fläche. Als Fußfläche legt sich letztere vor den Ostabfall der D-Fläche der Somosierra (Tafel VIII). Hieraus schließe ich, daß die *D-Fläche älter als die M3-Fläche* ist. Weiterhin folgere ich, daß die wichtige tektonische Linie, die den Horst der Sierra de Pela von der Somosierrascholle trennt und somit dort die Grenze zwischen Kastilischem Block und Hesperiden-Faltenblock bildet, nach Ausbildung der M3-Fläche, d. h. seit dem Pont nicht mehr aktiv gewesen ist. Entlang dieser Grenze fanden jedoch weiter südlich auch nach Ausbildung der M3-Fläche noch tektonische Bewegungen statt (S. 89).

b. Die D-Fläche in der Sierra de Guadarrama. Der Südwest-Nordost streichende Horst der Montes Carpetanos trägt oben die D-Fläche, die entlang dessen Nord- und Südrand steil gegen Norden zur Altkastilischen Rampe bzw. gegen Süden zum Valle del Lozoya abfällt. Nach dem Verhalten der D-Fläche gliedert sich dieser Horst in zwei Abschnitte: in einen östlichen, verhältnismäßig sehr schmalen Horst zwischen Quelltrichter des Río Cega und Paß von Somosierra, und in einen breiteren westlichen mit dem Peñalaragipfel. Diese Verbreiterung ist durch einen bajonettartigen Vorsprung der Südwest-Nordost streichenden Hauptverwerfung am Nordrand der Sierra verursacht. Am Paß von Somosierra setzt die D-Fläche im Colgadizos in einer Höhenlage von 1834 m ein. Östlich des Passes liegt das D-Niveau im Massiv der Buitrera je-

doch in 2000—2100 m. Hieraus folgern wir, daß die Nord-Süd streichende Verwerfung, die den Somosierrablock im Westen begrenzt, nach Ausbildung des D-Niveaus aufgelebt ist und die D-Fläche verworfen hat. — Vom Colgadizos steigt die D-Fläche sanft gegen Westen an auf 2000—2080 m in den Rücken nördlich von Lozoya. Die Verbreiterung des Horstes der Montes Carpetanos ist mit einem Höhensprung der D-Fläche von 2070 auf 2100 m verbunden. Im Bereich des westlichen Abschnitts desselben zeigt die D-Fläche eine deutliche Abdachung gegen Norden auf 1880—1900 m. Dies beobachtet man an dem nun fast ganz verwachsenen ehemaligen Karrenweg Torrecaballeros – Alameda del Valle (Tafel XI Abb. 1). Die Peñalara (2430 m) sitzt dieser 2100—2200 m hoch gelegenen D-Fläche auf, die gegen Norden abdacht. Schließlich geht diese Abdachung in einen Steilabfall über. Dieser Steilabfall setzt am oberen Río Cambrón ein und zieht dann in Südsüdwestrichtung östlich von San Ildefonso bis gegen die Peña de la Cuna, wo er von einem Südost-Nordwest streichenden abgelöst wird. An diesen Steilabfall legt sich ein 1550—1600 m hoch gelegenes Niveau, das seinerseits gegen Norden steil abfällt. Diese Südsüdwest und Nordwest streichenden Steilabfälle, die in Gestalt eines Dreiecks in die Sierra einspringen, sind Bruchstufen, die das D-Niveau disloziert haben.

Westlich der Peñalara vereinigt sich die D-Fläche des Horstes der Montes Carpetanos mit der des Horstes der Cuerda Larga. Das vereinigte D-Niveau ist infolge tektonischer Vorgänge (Absenkungen) stark verengt und in ein Gipfelniveau aufgelöst (Tafel IX).

Den westlichen Abschnitt des Horstes der Cuerda Larga überspannt die D-Fläche in einer Höhenlage von 2100—2200 m und wird hier von dem 2383 m hohen Cabeza de Hierro überragt. Gegen Osten wird dieser Abschnitt von einer Westnordwest streichenden Verwerfung begrenzt, die bei Miraflores etwa einsetzt, östlich der Najarra (2106 m) vorbei in Richtung auf die Peñalara zieht. Diese Bruchstufe überblickt man gut von der Peñalara, gegen Südosten blikkend, oder vom Mondalindo (1800 m) gegen Westen schauend. Im Osten dieser Stufe liegt die D-Fläche in rund 1800 m, dacht gegen Nordosten zum Valle Lozoya bis auf 1514 m (La Cruz) ab, wo sie dann gegen den Steilabfall absetzt, der den Horst der Montes Carpetanos im Süden begrenzt. Hieraus ergibt sich erneut eine tektonische Verstellung der D-Fläche. Zwischen der D-Fläche des Horstes der Montes Carpetanos und der Cuerda Larga liegt die Senke des Valle Lozoya, in der sich eingemuldete Kreide- und (?) Alttertiärschichten finden. Da die *D-Fläche* nun über diese Senke hinwegzieht, muß sie *jünger als* dieses durch *die intratertiäre Orogenese* geschaffene Gebilde sein. Andererseits aber haben wir bereits festgestellt, daß die D-Fläche älter als die pontische (M3-) Fläche ist (S. 94). Hieraus ergibt sich, daß die D-Fläche nur die intratertiäre Einebnungsfläche sein kann.

Die D-Fläche im östlichen Abschnitt des Cuerda Larga Horstes macht den Eindruck einer flachen Aufbiegung. Im Osten wird dieser Horst von auffällig geradlinig verlaufenden, steilen Stufen begrenzt. Von Valdemanco streicht eine solche in Nordrichtung gegen Garganta de los Montes, von hier eine in Westrichtung, die dann bei Canéncia von einer Süd-Nord streichenden abgelöst wird, die bei Navarredonda endet. Vom Cerro La Cruz hat man wohl den besten Überblick über diese eindrucksvollen Stufenabfälle (Verwerfungen ?).

Die D-Fläche des Horstes der Sierra de Quintanar stellt ein Südwest-Nordost gerichtetes, schmales Band in 1950—2000 m Höhe dar, das bereits stark zerschlitzt ist von den zahlreichen Quelltrichtern, die den Nord-, West- und Oststeilabfall durchsetzen.

Im Horst der eigentlichen Sierra de Guadarrama lassen sich nur im Alto de la Peña (2001 m) und im Cerro Peña Aguila (2009 m) noch kleine Verflächungen erkennen. Weiter westlich ist die D-Fläche völlig zerstört.

c. Die D-Fläche in der Sierra de Malagón. In der breiten Scholle der Sierra de Malagón ist die D-Fläche noch gut erhalten. In ihrer Landschaftsart gleicht sie mit ihren ausgedehnten Ginster- und Wacholderbeständen den Rumpfhöhen der Hocheifel des Rheinischen Schiefergebirges. In dieser Scholle erreicht die D-Fläche im Osten maximal 1800 m, dacht gegen Osten bis auf 1550—1600 m ab. Vergleichen wir diese Höhenlage mit der in den angrenzenden Schollen (Horst der Sierra de Quintanar), wo die D-Fläche in 1900—2000 m liegt, so ergibt sich, daß diese Scholle nach Ausbildung der D-Fläche sich anders bewegt hat als jene, d. h. daß sich dazwischen eine Störungszone einschaltet, die in hohem Maße an dem gegensätzlichen Formenschatz im Bereich der Sierra de Guadarrama und dem der Sierra de Malagón, als morphographische Einheiten betrachtet, verantwortlich ist.

Hufeisenförmig umgibt die D-Fläche im Bereich des Malagónblockes ein tiefer gelegenes Niveau, die M3-Fläche. Steilabfälle begrenzen die D-Fläche im Norden (gegen die Senke des Campoazálvaro) und im Südosten und Süden (gegen die Neukastilische Rampe). Gegen das Zentrum des Blockes biegt die D-Fläche sanft ab, wie man dies z. B. vom Cerro San Benito gegen Osten blikkend, an der Hochfläche des Abantos (1760 m, nördlich von San Lorenco del Escorial) feststellen kann.

Ein schmales Stück des D-Niveaus findet sich im Horst der Sierra Ojos Albos in einer Höhenlage zwischen 1580—1640 m.

d. Die D-Fläche in der Sierra de Gredos. Die D-Fläche gewinnt im Horst der Sierra de Gredos in einer Höhenlage zwischen 1800—2200 m ziemliche Ausdehnung. Auch im Horst der Paramera de Avila ist sie in ähnlicher Höhenlage anzutreffen (Sierra de Villafranca, La Serrota). Dieser Höhensprung zeigt, daß die von uns bereits aufgewiesene Nord-Süd-Störung am Westrand des Malagónblockes für diese Verstellung der D-Fläche verantwortlich ist. Gegen diese Störung dacht die D-Fläche der Malagónscholle ab und schafft so die für die Verkehrsverhältnisse so wichtige Einwalmung. Westlich dieser Störung schauen wir, namentlich im südlichen Bereich derselben, auf eine Steilstufe, die oben in 1800—1900 m von der D-Fläche des Gredosblockes abgeschnitten wird. Der Störungsbetrag errechnet sich daraus mit 200—300 m.

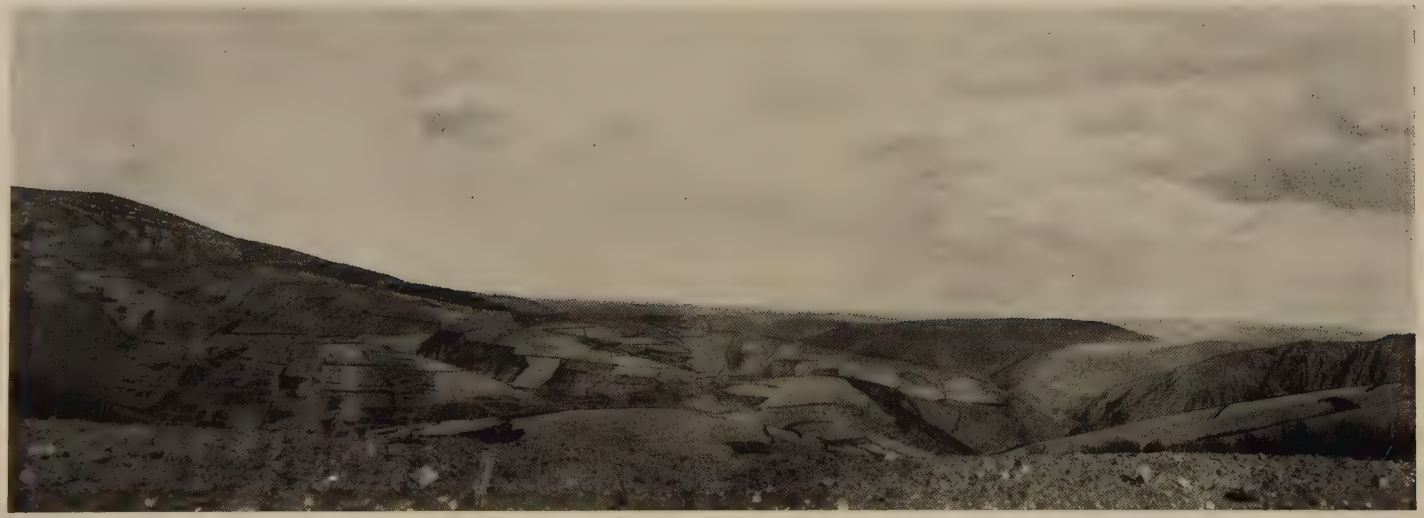
3. Die M3-Fläche

Das M3-Niveau des Kastilischen Blockes ist sowohl als freie Fläche wie auch als talgebundener Trog im Sinne Philippsons [30] entwickelt. In letzterem Falle

[30] A. Philippson, Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges, Verh. des 14. Deutschen Geographentages zu Köln, Breslau 1903, S. 193 ff., und Verh. des 7. Intern. Geographen-Kongresses, Berlin 1899, S. 331 (Berichte über die wiss. Ausflüge, I. Siebengebirge – Rhein – Eifel – Mosel).

M2-Meseta im Grenzgebiet von Neukastilischem Becken und Kastilischem (Somosierra) Block

Aufgenommen am Wege Las Cabezadas (1155 m)–Navas de Jadraque (1170 m). Blick gegen Osten. Im Vordergrund links über Gneis und Silur in 1100 m die rote Schotterflur des M2-Niveaus um Hiendelaencina. Dieses Schotterniveau spielt auf die freien Hochflächen rechts im Hintergrund ein, die in 1020—1060 m die M2-Fläche des Neukastilischen Beckens darstellen. Im Vorder- und Mittelgrund rechts das M1-Niveau in 1020 m als Terrasse entlang des Río Cristobal. — Links im Hintergrund der Otero, 1356 m, der als Rest des M3-Niveaus aufzufassen ist. Rechts dieses Rückens zieht die postpontische Verwerfung, die den Südabfall der Sierra geschaffen hat und die hier auf eine Strecke durch das M2-Niveau wieder ausgelöscht ist. Aufnahme J. Schwenzner, 23. 3. 30



Südabfall der Somosierra. M2-Niveau der Neukastilischen Rampe (Mitte) und des Neukastilischen Beckens (Hintergrund)

Standort bei Atazar, 1020 m. Blick gegen Osten. Im Vordergrund die roten Schotter des M_2-Niveaus, hier als Terrasse über Nord-Süd streichenden grünen und grüngrauschwarzen Schiefern und Quarziten entwickelt. Im Mittelgrund über denselben Gesteinen das M_2-Niveau der Rampe von Valdepeñas de la Sierra, die gegen links an einer Verwerfung absetzt, die zum M_3-Niveau, 1400 m, hinaufführt. Im Vordergrund rechts das steil eingetiefte Lozoya-Tal. Das M_1-Niveau ist in 930 m als Terrasse entwickelt. Auf diese Terrasse blickt man in der Mitte des Vordergrundes links des Río Lozoya. Aufnahme J. Schwenzner, 18. 4. 30

gleicht es jenem morphographischen Formelement, das R. Stickel [31] im Rheinischen Schiefergebirge als „Trogterrasse" ausgeschieden hat.

In der Erscheinungsform als Trogterrasse ist das M3-Niveau bereits stark aufgezehrt und meist nur noch in Terrassenstücken, Eckfluren usw. erhalten. Von einem entfernten Standort aus betrachtet hebt sich die Trogterrasse in der Tallandschaft als eine arteigene Formengemeinschaft ab, die sich durchweg in 1400—1500 m wiederfindet, wobei sie häufig längs einer Talung verschiedene Schollen überspannt, in denen sich das D-Niveau in ganz verschiedener Höhenlage findet. Sanft setzt die Trogterrasse gegen die Hänge ab, die mit Hangwinkeln von 4—6° zu dem höheren D-Niveau hinaufführen. Das obere Talprofil ist daher breit ausladend, das untere stellt hingegen zumeist ein Eng- und Steiltal dar. Der Hangwinkel der Hänge, die vom D- oder M3-Niveau zu den tieferen Terrassen hinabführen, ist durchschnittlich 15—25°. Außerdem zeichnen sich diese Hänge durch Schuttströme aus. Nach Ausbildung der Trogterrasse muß demnach der Kastilische Block einen anderen Bewegungs- und Erosionsrhythmus erhalten haben. Den oben beschriebenen Talcharakter beobachtet man z. B. von folgenden Aussichtspunkten: Cerro Santotis (1552 m), bei Semillas gegen Norden in das Tal des Río Sorbe und des Río Cristobal schauend; beim Aufstieg zum Pico de Ocejón (2056 m) und vom Pico de Ocejón gegen Norden und Nordwesten in das Jaramillatal oder gegen Nordosten in das Sorbetal blickend; am Höhenweg von La Hiruela – La Puebla de la Mujer Muerta gegen Norden in das Tal des Río Berbellido und in das oberste Tal des Río Jarama, oder gegen Süden in das Tal des Arroyo von La Puebla schauend; von Horcayo oder vom Cerro Cruz, östlich von Lozoya, in die Weitung um Buitrago und gegen Norden gegen den Paß von Somosierra gewandt; schließlich ist die Trogterrasse in besonders eindrucksvoller Weise im oberen Tal des Río Alberche (Alberche-Senke) entwickelt.

a. Die M3-Fläche der Somosierrascholle. Als Fußfläche folgt die M3-Fläche dem Ostrand der Somosierrascholle, wobei sie eine Abdachung gegen Südsüdosten aufweist. Im äußersten Nordosten (Alto de la Cabañas) liegt sie in 1550 m, im Südosten (in der östlichen Vorlage der Sierra del Altorey und in der Sierra de la Bodera) in 1400—1450 m (Tafel VIII u. Tafel X). Bei Behandlung der D-Fläche wurde bereits eingehend ausgeführt, daß die Bildung dieser Fußfläche in engstem Zusammenhang mit einer Abbiegung der D-Fläche bzw. einer Abstaffelung dieser Fläche an Brüchen steht. Daß die über die Staffeln hinwegziehende Fläche jedoch eine selbständige Verebnung darstellt, ergibt sich aus dem Zusammenhang dieser Fußfläche mit der M3-Fläche des sich östlich daran anschließenden Hesperiden-Faltenblocks (speziell des Horstes der Sierra de Pela). Die M3-Fläche des Horstes der Sierra de Pela, zusammen mit der der Fußfläche, zeigen ein Ansteigen gegen Westen, das tektonische Ursachen hat, wie auf S. 67 f. dargetan wurde. Im südlichen Teil ist dieser Verband jedoch zerrissen, und zwar längs Verwerfungen, deren Sprunghöhe rund 200 m beträgt. Diese Verwerfungen queren die Achsen und Mulden der savischen Orogenese. Und somit wurde die heutige Abgrenzung der Somosierrascholle gegen Osten geschaffen: Fußfläche in der östlichen Vorlage der Sierra del Altorey 1450—1400 m und die M3-Fläche um Atienza 1180—1240 m (Fig. 11). Einen guten Überblick über diese

[31] R. Stickel, Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. Leipzig 1927, S. 33.

Nord-Süd streichende, nahezu 200 m hohen Stufe, die den Ostabfall der Sierra de la Bodera darstellt, hat man von der Cabeza Gorda (1177 m) bei Riba de Santiuste. Von diesem Standpunkt überschaut man auch die abgestaffelte M3-Fläche in der Vorlage dieser Stufe.

Entlang dem Südrand der Somosierrascholle ist die M3-Fläche in einer Höhenlage von 1400—1450 m anzutreffen. Die hier besonders kräftige Zerschneidung hat dieses Niveau bereits stark aufgelöst. Das Verbreitungsgebiet der M3-Fläche läßt sich in zwei Abschnitte gliedern. In dem östlichen Abschnitt ist die M3-Fläche sehr breit entwickelt. Reste davon stellen die Wasserscheide zwischen Río Sorbe und Río Cristobal dar: Sierra Gorda (1423 m), Loma del Cedacero (1430 m), über den sich der Santotis (1552 m) erhebt, Cerrajo (1449 m), Cerro (1429 m). Vom Santotis gegen Norden blickend, beobachtet man, wie sich dieses Niveau als Trog längs den Flüssen Cristobal und Sorbe fortsetzt (Tafel X). Vom gleichen Standort stellt man fest, daß östlich des Río Bornoba die zahlreichen 1350—1420-m-Kuppen und -Rücken zusammen mit denen der Sierra de la Bodera, östlich des Río Cañamares, sich zu einer Fläche zusammenschließen, die auf das Niveau der Fußfläche in der Vorlage der Sierra del Altorey einspielt. Gegen Süden wird das M3-Niveau durch Steilstufen begrenzt, die sich besonders bei Fraguas als junge Bruchstufe zu erkennen gibt. Auch im Westen wird dieser östliche Abschnitt durch eine junge Bruchstufe begrenzt, die ein Stück das Sorbetal begleitet. Blickt man von der Ermita del Altorey (1830 m) über diesen östlichen Abschnitt der M3-Fläche hinweg, so fällt sogleich eine Südwest streichende Stufe auf, die die 1700 bis 1800-m-Höhen der D-Fläche der Somosierrascholle gegen Süden begrenzt. Südlich an diese Stufe legt sich die oben näher beschriebene M3-Fläche in einer Höhenlage von 1400—1450 m. Gegen Norden setzt sich diese wasserscheidende Fläche als talgebundene Trogterrasse fort, so diese Stufe auflösend. Aus diesem Tatbestand möchte ich folgern, daß die oben beschriebene Südwest streichende Stufe eine Bruchstufe ist und daß längs dieser die D-Fläche gegen Süden abgesunken ist. Demnach wäre auch hier die breite Entwicklung der M3-Fläche z. T. auf tektonische Ursachen zurückgeführt, die der Ausebnung der abgesunkenen Teilscholle Vorschub geleistet haben. Weiterhin ist zu folgern, daß nach Ausbildung der M3-Fläche die Somosierrascholle erneut gehoben wurde, wobei es im Süden und Osten und Westen dieser Scholle zu Bruchbildungen kam. Die Sprunghöhe der Verwerfungen erreicht bis zu 250 m. — Westlich des Rio Sorbe ist das M3-Niveau nur durch verhältnismäßig schmale Flächenstücke vertreten, die durchweg gegen Süden schroff abfallen: Cabeza de Almiruete (1436 m), Somosierra (1430 m), Cabeza Anton (1400 m) (Tafel XVI), Larda (1440 m), Collado Portillo (1380—1420 m). Von dem Dörfchen Atazar gegen Nordosten gewandt, überblickt man diesen steilen Südabfall, der eine junge Bruchstufe darstellt, die sich unschwer in Verbindung bringen läßt mit jenen, die im östlichen Abschnitt des Südabfalles der Somosierrascholle die M3-Fläche verworfen haben. Dieses M3-Niveau setzt sich entlang dem Río Jarama in besonderer Breite fort und behält hier sogar auf ein gutes Stück den Charakter einer wasserscheidenden Fläche bei. Diese außergewöhnliche Breitenentwicklung fällt zusammen mit einer Störungslinie entlang dem Jaramilla und mittlerem Jarama, längs der sich die D-Fläche der östlichen Somosierrascholle anders bewegt hat als die D-Fläche der westlichen. Am mittleren Jarama

findet sich weiterhin ein nordsüdlich gestrecktes Senkungsfeld, das z. T. mit miozänen Schichten erfüllt ist und gegen das sogar die D-Fläche um Peñalba de la Sierra abbiegt (S. 93). Aber auch diese jungtertiären Schichten weisen Spuren einer Beanspruchung durch eine jüngere Tektonik auf (siehe Karte 2).

Auch am Nordrand findet sich die M3-Fläche, jedoch nur in kleinen Verflächungen, so z. B. südlich um Muyo, in 1550—1600 m, und in gleicher Höhe südwestlich von Riofrio de Riaza. Derselbe Bruch, der das D-Niveau im Norden verwirft, hat auch dieses Niveau betroffen. Stellenweise scheint das M3-Niveau einen Bruch älterer Anlage ausgewischt zu haben. Als derselbe dann auflebte, wurde es selbst davon betroffen. Dasselbe ergab sich bereits bei Betrachtung der postpontischen Verwerfung, die den Horst der Sierra de Pela gegen Norden begrenzt und die sich in die oben behandelte Verwerfung entlang dem Nordrand der Somosierrascholle fortsetzt.

Es ergibt sich somit, daß die Gebirgsbildung im morphologischen Sinne im Bereich der Somosierrascholle während des Obermiozäns eingesetzt hat, wobei vor allem Brüche eine wichtige Rolle spielen. Bei der Heraushebung löst sich die Somosierrascholle in mehrere Teilschollen auf. Besonders bemerkenswert ist eine Nord-Süd streichende Störung, die dem Westabfall der Sierra de Riaza zwischen Riaza und Riofrío de Riaza und dem Lauf des Río Jaramilla folgt. Durch diese Störung wird die Somosierrascholle in zwei Teile mit verschiedener Bewegungstendenz zerlegt. Im allgemeinen wurde die Somosierrascholle im Norden stärker emporgetragen als im Süden, d. h. es kam zu einer Art Pultschollenbildung. Zur Zeit des Ponts hatte sich in die gehobene Scholle das M3-Niveau eingeschnitten bzw. die entlang dem Südrand der Somosierrascholle abgesunkenen Teile der D-Fläche ausgeebnet. Die D-Fläche ragte maximal 500—600 m über das M3-Niveau hinaus. Nach Ausbildung der M3-Fläche setzt sich die Heraushebung der Somosierrascholle an Brüchen fort, deren Sprunghöhe bis 250 m beträgt. Im Norden begrenzen geradlinig verlaufende Brüche diese Schollen, im Süden und Südosten ist der Verlauf der Brüche entsprechend dem komplizierteren geologischen Bau recht unregelmäßig. Auch nach Ausbildung des M3-Niveaus scheint die Pultschollenbewegung wieder aufgelebt zu sein, wenn auch in etwas schwächerem Maße:

D-Fläche im Norden	durchschnittlich 2000/2100 m
D-Fläche im Süden	durchschnittlich 1700/1800 m
M3-Fläche im Norden	durchschnittlich 1550/1600 m
M3-Fläche im Süden	durchschnittlich 1400/1450 m.

b. Die M3-Fläche der Sierra de Guadarrama. Das M3-Niveau beobachtet man in größerer Entwicklung an zwei Stellen. Zunächst um San Ildefonso, also südlich von Segovia, zu beiden Seiten des oberen Eresma in der Nordflanke des Horstes der Montes Carpetanos und des Horstes der Sierra de Quintanar, wo es über einem abgestaffelten Teil der D-Fläche entwickelt ist (S. 95). Daß das M3-Niveau jedoch auch hier eine selbständige Verebnung darstellt, beweist das Eingreifen dieses hier rund 1600 m hoch gelegenen Niveaus, z. B. am oberen Río Cambrón und Río Pirón in die Hochscholle der Montes Carpetanos, südlich von Torrecaballeros (Tafel XI Abb. 1). Gegen Norden begrenzt die Südwest-Nordost streichende Hauptverwerfung dieses Vorkommen des M3-Niveaus. Sodann findet sich das M3-Niveau in 1440—1500 m als Boden der Senke des Valle Moro, dessen energische Zerschneidung eingesetzt hat.

c. Die M3-Fläche in der Sierra de Malagón und im angrenzenden westlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge. Von dem isolierten Cerro Coloso (1450 m), nördlich von Espinar, beobachtet man, daß das M3-Niveau, das den Boden der Senke des Valle Moro bildet, sich in gleicher Höhenlage entlang dem Guadarramahorst und dem Malagónblock gegen Westen fortsetzt, und zwar in Form einer Leiste, die gegen das D-Niveau des Malagónblockes absetzt und die gegen die Senke des Campoazálvaro frei ausstreicht, um auf der anderen Seite desselben dann den Horst der Sierra Ojos Albos zu überspannen. Vom Pico Valdihuelo (1513 m), dem westlichsten Ausläufer der D-Fläche des Malagónblockes, stellen wir fest, daß das M3-Niveau westlich dieses Standorts sich zu einer freien, wasserscheidenden, 1400—1450 m hoch gelegenen Fläche ausweitet. Gegen Norden blickend beobachten wir ein Abbiegen der M3-Fläche gegen das Dorf Ojos Albos auf 1200—1160 m, wobei sich dieses Niveau, hier über Granit entwickelt, stellenweise in zahllose Felsgruppen auflöst. Östlich dieses Dorfes liegt die M3-Fläche in 1400—1450 m. Aus dieser Situation haben wir zu schließen, daß die Bildung der Senke des Campo-Azálvaro aus dem M3-Niveau heraus erfolgte. Vom Pico Valdihuelo gegen Westen blickend, schauen wir auf eine ausgedehnte Granitrumpffläche von 1400—1450 m Höhe, die Paramera de Avila, die hier die Wasserscheide zwischen Duero und Tajo bildet. Aus dieser Fläche erheben sich weiter westlich dann die Serrota und die Sierra de Villafranca (Tafel XI Abb. 2), beide zu Höhen über 2000 m. Die M3-Fläche begleitet diese Sierren sowohl im Süden (als Trog des Río Alberche) als auch im Norden als eine breite Leiste. Ganz in der Ferne, entlang dem Westende der Senke des Valle Amblés, schließt sich diese Leiste mit der M3-Fläche der Sierra de Avila zu einer einzigen Kulisse zusammen, die gegen Norden zum Altkastilischen Becken sanft abdacht auf 1250—1220 m. Gegen Süden beendet eine Steilstufe die M3-Fläche der Schrägscholle der Sierra de Avila, den Horst der Sierra de Paramera hingegen eine Steilstufe gegen Norden. Dazwischen liegt die Senke des Valle Amblés, dessen morphologisch wirksame Bildung damit der postpontischen, also rhodanischen Orogenese zuzuschreiben ist. Wir erkannten bereits, daß Valle Amblés, Campoazálvaro und Senke des Valle Moro einen in gleicher Richtung streichenden Senkenzug darstellen. Der Senkenboden des Valle Moro liegt bei 1440 m, der des Campoazálvaro bei rund 1200 m, der der Valle Amblés zwischen 1050—1100 m. Hieraus ist zu folgern, daß die Senkungsintensität gegen Westen zunimmt. Im Valle Amblés finden sich noch gestörte Reste detritischer Ablagerungen vom Typus der grauen Randfazies, also von Obermiozän, woraus folgt, daß die Senkenbildung bereits im Obermiozän begann, was mit dem Befund in der Senke des Valle Moro übereinstimmt, dessen Boden durch das M3-Niveau gegeben ist. Im Valle Amblés und im Campoazálvaro lebte die Senkenbildung im Zusammenhang mit der Heraushebung der Sierra erneut auf. — Gegen Südosten blickend, verfolgen wir die M3-Fläche, die hier hufeisenförmig von der D-Fläche umgeben wird. Die M3-Fläche ist hier in einer flachen Einbiegung der D-Fläche entwickelt. M3-Fläche und abgebogene D-Fläche im Zentrum der flachen Südwest-Nordost gerichteten Einmuldung, die in der Fortsetzung der Alberchesenke liegt, sind nicht identisch, was sich ohne weiteres daraus ergibt, daß hier die M3-Fläche von Restbuckeln der D-Fläche bis zu 100 m überragt wird, z. B. um Navas del Marques (vgl. hierzu S. 96).

Das M3-Niveau im südwestlichen Bereich der Malagónscholle zeigt ein Abdachen gegen Südwesten bis auf 1200 m und zugleich eine Zerstückelung durch West-Ost und Südwest-Nordost streichende Verwerfungen, die hier einander vergittern. In den West-Ost streichenden Störungen drückt sich die Hauptstörungs- und Bewegungsrichtung des westlichen und in den Südwest-Nordost streichenden jene des östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirges aus. Diese Verwerfungen bestimmen die Anordnung der Flüsse und Bäche [32] (Tafel XII). Diese Zerstückelung der M3-Fläche findet somit im Bereich jener Nordnordwest-Südsüdost streichenden Einwalmung zwischen der Scholle der Sierra de Malagón einerseits und den Schollen der Sierra de Gredos, des oberen Alberchetales und der Paramera de Avila andererseits statt. Gegen diese Einwalmung und gegen eine nahezu Nord-Süd streichende Verwerfung, durch die die Dachfläche der Sierra de Gredos im Osten abgeschnitten wird, dacht die D-Fläche der Scholle der Sierra de Malagón sanft ab. Auf diese nord-südlich gerichtete Störungszone trifft im Gebiet dieser Aufsplitterung der M3-Fläche jene West-Ost bzw. Südwest-Nordost gerichtete Störungszone, die den Südabfall des Gebirges schafft. Eine weitere Beanspruchung tektonischer Art erfährt diese Zone dadurch, daß hier die west-östliche Störungsrichtung des westlichen Kastilischen Hauptscheidegebirges in die südwest-nordöstliche des östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirges umgelenkt wird.

d. Die M3-Fläche des Monterrubiosattels. Der Monterrubiosattel stellt eine flache Aufbiegung einer Rumpffläche mit Südwest-Nordost streichender Achse dar. Nach dem geologischen Befund ist diese Aufbiegung und diese Fläche jünger als die intratertiäre D-Fläche. Da die M2-Fläche diese flache Aufbiegung ringsum umgibt, kann diese nur aus der M3-Fläche heraus erfolgt sein (Tafel V Abb. 1).

e. Die M3-Fläche in der Altkastilischen Rampe. Nach Ausbildung der M3-Fläche sank die Altkastilische Rampe mit den übrigen morphotektonischen Einheiten des Kastilischen Blockes in der Vorlage des heutigen Kastilischen Hauptscheidegebirges ab, und zwar längs jener Südwest-Nordost streichenden Verwerfung, die den Nord-Steilabfall der Sierra bedingt. Wie wir bereits ausführlich dargetan haben, fällt diese Verwerfung zumeist mit einer älteren, obermiozänen Anlage zusammen. Entlang dem Gebirgsfuß finden sich noch Reste des M3-Niveaus (z. B. um Pedraza, östlich von Torrecaballeros, südlich von Navas del Riofrio [Tafel XIII]) in einer Höhenlage zwischen 1200 –1250 m. Hieraus errechnet sich eine Sprunghöhe von 300—350 m der postpontischen Verwerfung des M3-Niveaus. Die Reste des M3-Niveaus im Bereich der Altkastilischen Rampe sitzen den heutigen Wasserscheiden auf und zeigen eine kräftige Abdachung gegen Norden, die den Gewässern die gleiche Richtung verliehen hat.

f. Die M3-Fläche in der Neukastilischen Rampe. Von einer Fläche kann hier nicht mehr die Rede sein. Zahlreiche Buckel und Rücken gipfeln hier zwischen 1350—1450 m: Pico San Pedro (1423 m), Estepar (1401 m), Jarahonda (1342 m), Golondrina (1392 m), Cerro de la Peña del Sol (1352 m). Diese Gipfel

[32] Ich schließe mich somit der Ansicht O. Schmieders an (1915, S. 21 ff.), daß im Bereich des Kastilischen Hauptscheidegebirges das Gewässernetz und dessen Anordnung in hohem Maße von der Tektonik, und ich füge hinzu, von einer obermiozänen und postpontischen, wohl pliozänen Tektonik beherrscht ist.

von der Ferne betrachtet, etwa vom Pico Machote, westlich vom Escorial, ordnen sich zu einem Niveau an, das die Wasserscheide zwischen Río Guadarrama und Río Manzanares bildet. Von der Straße hinauf zum Pto. de Guadarrama gegen Osten blickend beobachtet man an den Talausgängen der Bäche aus dem Horst der Cuerda Larga und der Sierra de Guadarrama (z. B. um Cercedilla), terrassenähnliche Stufungen in 1400—1450 m, die sich also in das vorhin beschriebene Gipfel- und Rückenniveau einordnen. Bei der Behandlung der D-Fläche führten wir aus, daß diese gegen Süden an Verwerfungen begrenzt ist. Der Block der Neukastilischen Rampe stellt somit eine Abstaffelung aus der D-Fläche dar, die dann vom M3-Niveau als Fußfläche ausgeebnet wurde. Danach wurde sie im Verband mit der eigentlichen Sierra (Horst der Cuerda Larga usw.) emporgehoben. Im Süden wurde die M3-Fläche durch eine Verwerfung begrenzt, die ungefähr mit der Grenzzone zwischen Kastilischem Block und Neukastilischem Becken zusammenfällt. Wie noch zu zeigen sein wird, ist diese Verwerfung bis in die jüngste geologische Vergangenheit wirksam gewesen.

4. Die M2- und M1-Fläche

Durch die morphologische Analyse der angrenzenden Gebiete des Neu- und Altkastilischen Beckens und des Hesperiden-Faltenblocks haben wir ein Bezugsniveau um den Kastilischen Block gelegt. Nachdem nunmehr die beiden Hauptniveaus im Zentrum des Kastilischen Blockes, die D-Fläche als die intratertiäre und die M3-Fläche als die pontische Rumpffläche, erkannt sind, sollen bei der Behandlung der M2- und M1-Fläche zugleich die Beziehungen zwischen Kastilischem Block und den angrenzenden drei anderen morphotektonischen Großeinheiten untersucht werden.

a. Die M2- und M1-Fläche in der nördlichen Vorlage der Sierra

Zwischen Santibañez de Ayllón und Riaza ergießen sich aus der Somosierra ziegelrote Schuttmassen (Quarzitbrocken, eckige und gerundete, in Sand und Ton eingebettet). Diese überlagern bei Francos, Negredo, Valvieja rostbraune, lockere, obermiozäne Konglomerate der Mulde von Castillejo. Die Mächtigkeit dieser Schuttmassen beträgt bei Valvieja 10—15 m. Südlich von Ayllón liegen diese Schotter in 1079 m. Die Oberfläche der Schotter spielt hier auf die M2-Fläche der Meseta von Castillejo – Morcuera (Páramokalk-Meseta mit Geröllen) und auf die M2-Fläche des Hesperiden-Faltenblockes südöstlich von Estebanvela ein, die dort gleichfalls beschottert ist (Tafel IV Abb. 1). Gegen die Sierra steigt die Oberfläche der Schotterdecke an, bei Muyo liegen sie in rund 1300 m. Dieser Anstieg von 220 m vollzieht sich in einer Entfernung von 12 km. Das durchschnittliche Gefälle pro Kilometer beträgt demnach 18 m. Die Oberfläche der Schotterdecke, die zwischen Alquité und Negredo in breiter Front den Sierra-Nordabfall unterbricht bzw. auflöst, steigt jedoch nicht gleichmäßig an, sondern zunächst flacher und im Gebirge steiler. Man hat den Eindruck, als ob zahlreiche kleine Schuttfächer, die vorzugsweise in den weichen Schieferzonen zwischen den Quarzitbänken wurzeln, sich im Vorland der Sierra zu einer Schotterdecke vereinigt hätten. Die Ausbreitung der Schotterdecke steht im Zusammenhang mit der Bildung der M2-Fläche, auf die sie einspielt, sie ist

gleichsam die Reaktionserscheinung auf die Heraushebung der Sierra durch die postpontische Orogenese.

Die Schotterdecke verfolgen wir gegen Westen über Riaza hinaus. Zwischen Riaza und Cerezo, im Bereich des Blockes der Altkastilischen Rampe, bedecken sie auf eine Strecke hin eine abgesunkene Fläche, die durch eine tonige Weißverwitterung gekennzeichnet ist[33]. Dies ist wohl auch die Ursache, daß die darauf lagernden rotgelben Schottermassen auch im Sommer sehr feucht bleiben und deshalb für den Ackerbau ungeeignet von Niederwald und calluna-Heide eingenommen werden. Die abgesunkene Fläche haben wir wohl als die M3-Fläche anzusprechen, die hier unter das Denudationsniveau der M2-Fläche abgesunken eben mit Schottern eingedeckt wurde. Die Schotter wurzeln in kleinen Schuttfächern, die sich aus dem Sierraabfall ins Vorland ergießen. Über die tektonische Grenze zwischen Mulde von Castillejo und Block der Altkastilischen Rampe ziehen die Schotter glatt hinweg, wie dies am Wege Riaza – Sotos de Sepúlveda – Castillejo de Mesleón festzustellen ist. Weiter westlich um Pedraza, Segovia und Villacastin ist das M2-Niveau des Blockes der Altkastilischen Rampe als Felsfläche über Kreide, Gneis und Granit entwickelt. Auch auf dieser Fläche, die hier und dort von Zeugen des M3-Niveaus überragt wird, finden sich allenthalben Gerölle, gelegentlich auch Reste einer Schotterdecke. Zwischen Bernuy und Mata de Quintanar, nördlich von Segovia, ist die Kreide aufgesattelt und eingemuldet. Im Sattelkern steht Granit und Gneis an. Die M2-Fläche kappt sowohl Mulde und Sattel. Dort, wo die Kreidekalke anstehen, werden sie von groben Quarz-, Gneis- und Granitgeröllen bedeckt (Fig. 10). Auch westlich von Segovia, bei Hontoria, beobachtet man eine Beschotterung eingerumpfter Kreidekalke (Tafel XIII, XIV Abb. 1). Längs der größeren Flüsse beobachten wir, daß die M2-Fläche in die Sierra einbuchtet und den Charakter einer Terrasse annimmt. Dieses beobachtet man von Torrecaballeros und von Balsaín entlang dem Río Eresma. Der Grenzzone zwischen dem Horst der Sierra Quintanar und Sierra de Ojos Albos folgt der Río Moro in einem Engtal. Als schmale Terrasse verfolgt man hier das M2-Niveau, das um Espinar wiederum an Breite gewinnt, aber bereits stark vom M2-Niveau aufgezehrt wird. Südlich von Villacastin buchtet die M2-Fläche längs des Río Piezga in den Horst der Sierra Ojos Albos ein. Der Río Voltaya durchbricht den Horst der Sierra Ojos Albos in einem Cañon, obwohl er einen bequemeren Ausgang aus der Senke des Campoazálvaro gegen Westen gehabt hätte. Dies spricht für die Jugendlichkeit dieser tektonischen Gebilde. Im Cam-

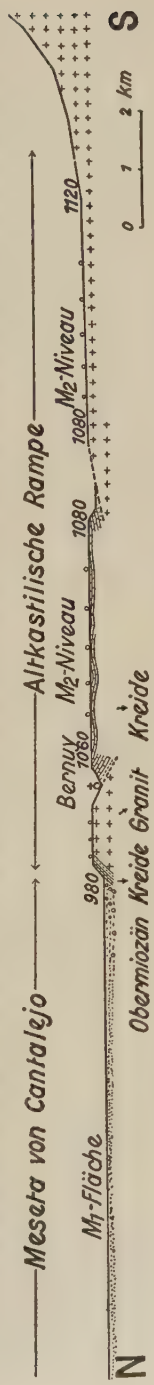


Fig. 10. Profil durch die Auflagerungsfläche der Kreide östlich von Segovia

[33] Gut im Bahneinschnitt der neuen Bahn Madrid – Burgos zu beobachten.

poazálvaro findet sich das M2-Niveau in rund 1200 m. Ein Vorstoßen der M2-Fläche finden wir zwischen dem Horst der Sierra de Ojos Albos und der Schrägscholle der Sierra de Gredos in einem Gebiet der Herabbiegung der M3-Fläche. Die Schrägscholle der Sierra de Avila quert der Río Adaja in einem Engtal, dem das M2-Niveau als Terrasse folgt. Avila liegt auf dieser M2-Terrasse (1120 m); in der Senke des Valle Amblés gewinnt die M2-Terrasse dann rasch wieder an Ausdehnung. Den Boden der Senke bildet das M1-Niveau, dessen Zerschneidung nunmehr einsetzt (1045 m). Auf der Linie Sigeres – Pozánco – Saornil begrenzt eine Bruchstufe das M2-Niveau in der Vorlage der Sierra de Avila. Diese Stufe ist zugleich eine Gesteins- wie auch eine tektonische Grenze (siehe S. 79). Am Fuße dieser Stufe liegt die M1-Fläche. Die Höhe der M2-Fläche an der Oberkante der Stufe südlich von San Pedro beträgt rund 1040 m. Gegen Süden steigt diese Fläche bis auf 1120 m an, woraus wir ein durchschnittliches Gefälle von 5—5½ m pro Kilometer errechnen. Östlich von Saornil entlang dem Río Voltaya springt die M2-Fläche im Bereich des Sattels von Sta. Maria gegen Norden vor und wird im Westen und Nordwesten gleichfalls durch eine junge Verwerfung abgeschnitten (siehe S. 87). Das Gefälle im Bereich dieses Vorsprungs ist sehr gering. Noch südlich von Sta. Maria de Nieva weist dieses Niveau eine Höhenlage von 1000—1020 m auf. Das M2-Niveau ist hier sowohl über Obermiozän wie über Kreide, Silur, Kambrium, Gneis und Granit entwickelt. Der nordöstliche Teil des Sattels von Sta. Maria de Nieva wird von der M1-Fläche eingenommen, aus der aber noch Restberge des M2-Niveaus herausragen. Um Sta. Maria de Nieva und Carbonero liegt die M1-Fläche in rund 900—920 m und überspannt in langsamem Anstieg die Mulde von Cantalejo, um gegen die M2-Fläche der Scholle der Altkastilischen Rampe an einer Stufe abzusetzen. Nur entlang den Talungen dringt das M1-Niveau in das M2-Niveau der Altkastilischen Rampe ein. Diese Stufe fällt zusammen mit einer Gesteinsgrenze, die zugleich eine Verwerfung obermiozäner Anlage darstellt. Das M2-Niveau ist über widerstandsfähigen Kreidekalken, Gneisen und Granit entwickelt, das M1-Niveau der Mulde von Cantalejo hingegen über lockeren Schichten der Randfazies des Obermiozäns (Fig. 10). Durch selektive Abtragung scheint diese Verwerfung wieder freigelegt zu sein. Außer der leichten Aufbereitbarkeit der Unterlage ist zur Erklärung auch eine leichte postume Einmuldung des M2-Niveaus in diesem Gebiet mit heranzuziehen, die sich ja auch in der Anordnung des Gewässernetzes (Lauf des Río Moro) ausdrückt. Das Durchschnittsgefälle der M2-Fläche der Altkastilischen Rampe errechnet sich mit 8—9 m pro Kilometer, woraus ich auf eine Verstellung des M2-Niveaus gegen Norden, gegen die Mulde von Cantalejo und auch gegen die Mulde von Castillejo de Mesleón schließe. Gegen letztere ist das Durchschnittsgefälle, wie wir auf S. 102 festgestellt haben, ja noch größer. — Die M1-Fläche der Mulde von Cantalejo setzt sich gegen Osten in die der Mulde von Castillejo fort und gegen Nordosten in die Meseta von Cuéllar. Im Osten wird das M1-Niveau der Mulde von Cantalejo (Meseta von Sangarcia – Cantalejo) durch das M2-Niveau des Monterrubiosattels (Meseta von Sepúlveda – Moral) begrenzt. Entlang dieser Grenze fließt der Río Duratón. Aus dieser zur Hauptsache über Kreidekalken entwickelten M2-Fläche erhebt sich das aufgebogene M3-Niveau als Südwest-Nordost gestreckter flacher Schild bis zu 1330 m (Monterrubio). Bei Sepúlveda ist die M2-

Fläche mit groben Quarzitgeröllen bestreut und liegt hier in rund 1050 m. Gegen Norden steigt diese Fläche auf 1100 m an, um dann gegen Nordwesten und Westen abzubiegen, was man von den Anhöhen östlich von Burgomillodo gegen Norden in Richtung San Miguel de Bernuy schauend beobachten kann. Der Monterrubiosattel stellt also nicht nur eine flache Aufbiegung des M3-, sondern auch des M2-Niveaus dar (Profil 3). Dies erklärt uns nun auch, weshalb im Monterrubiogebiet sich ein selbständiges Gewässernetz entwickeln konnte. Aus dieser Sachlage ergibt sich, daß auch die Mulde von Castillejo de Mesleón nach Ausbildung des M2-Niveaus eine postume Einbiegung erfahren hat, die einmal ihren Ausdruck in der breiten Entwicklung der M1-Fläche, zum anderen in der Südwest-Nordost-Richtung der Entwässerung in dem östlichen Teil dieser Mulde findet. Río Riaza und Río Duratón haben sich gegenüber der flachen Aufbiegung der M2-Fläche im Bereich des Monterrubiosattels behaupten können. Wo sie diese Aufbiegung durchmessen, zeigen sie enge Steiltäler und streckenweise starke Mäanderbildung (Tafel V Abb. 2). Das vorher breite M1-Niveau wird zu einer relativ schmalen Talterrasse, die sich nach dem Austritt aus dieser Aufbiegungszone recht bald zu einer das Zentrum des Altkastilischen Beckens beherrschenden Hochfläche weitet. — Entlang des Río Riaza beobachten wir den Zusammenhang der M2-Fläche des Sattels des Monterrubio mit der der Meseta von Castillejo – Morcuera. Hieraus ergibt sich, daß im östlichen Teil des Kastilischen Blockes der Zusammenhang zwischen M2-Fläche dieses Blockes und der des östlichen Altkastilischen Beckens nicht gelöst ist, während im westlichen Teil des Kastilischen Beckens die M2-Fläche frei gegen Norden ausstreicht, da an der Grenze von Kastilischem Block und Altkastilischem Becken Teile dieser Fläche abgesunken bzw. abgebogen und dann von der M1-Fläche des Altkastilischen Beckens ausgeebnet wurden. Nach Ausbildung der M1-Fläche ist ein stabiler Verband zwischen Kastilischem Block, Hesperiden-Faltenblock und Altkastilischem Becken hergestellt.

b. Die M2- und die M1-Fläche in der südlichen Vorlage der Sierra

Östlich des Río Jarama beobachtet man, daß sowohl die M2- wie auch die M1-Fläche des Neukastilischen Beckens sich ungestört über die Rampe von Tamajón – Rebollosa de Jadraque in den Block der Somosierra hinein verfolgen lassen (z. B. Tafel XV u. XVI). Hierdurch wird die postpontische Verwerfung, an der der Block der Somosierra herausgehoben wurde, streckenweise ausgelöscht. Namentlich entlang der größeren Flüsse dringen beide Niveaus, namentlich das M2-Niveau, als breite, rotgelbe Schotterfluren gegen Norden weit vor und schaffen so den reich gebuchteten Gebirgsabfall. Die roten Schotterfluren mit ihren Äckern heben sich landschaftlich scharf ab von den graugrünen, mit Niederwald (roble, jara, tomillo) bestandenen Hängen der Talungen und der Abhänge, die zu den höheren Niveaus hinaufführen und die als Weide und zur Brennholzgewinnung dienen.

Vom Cerro Altillo (1061 m), südlich von Angón, verfolgen wir die M2-Fläche gegen Nordosten mit ungestörtem Übergang hinein in den Hesperiden-Faltenblock (Tafel III Abb. 2). Um Riofrío del Llano und Santiuste liegt das M2-Niveau in 1060—1080 m und greift dort entlang der Flüsse in Gestalt einer Terrasse in die 1150—1200-m-M3-Fläche ein. Die M1-Fläche ist dort über roten Trias- und grauweißen Kalken und Mergeln des Carñiolas, des Jura, der Kreide

und des Alttertiärs entwickelt. Die M1-Fläche, die um Angón in 1000—1020 m weite Verbreitung hat, zeigt dasselbe Verhalten wie die M2-Fläche. Einen gleich eindrucksvollen Übergang des M2- und des M1-Niveaus überschauen wir gegen Norden und Nordwesten blickend. Ungefähr in gleicher Höhenlage, also in 1060—1080 m, kappt das M2-Niveau steil aufgerichtete, eng gefaltete und geschuppte Alttertiär-, Kreide- und Triasschichten der Rampenzone von Tamajón – Rebollosa. In der Vorlage der Sierra de la Bodera, um Rebollosa de Jadraque, und in der Vorlage des Otero (1352 m), südlich von Robledo de Corpes, ist die M2-Fläche über Gneis und Silur in 1050—1090 m entwickelt und stellenweise mit einer roten Schotterdecke überzogen. M2- und M1-Niveau lassen sich entlang des Río Cañamares als Terrassen durch den Somosierrablock hindurchverfolgen, bis beide nördlich desselben im Bereich des Hesperiden-Faltenblockes wieder eine Erbreiterung erfahren (siehe auch Fig. 11). Im Gneisgebiet um Hiendelaencina gewinnt die M2-Fläche große Ausdehnung. Fast allenthalben ist die M2-Fläche mit einer bis zu 30 m mächtigen rotgelben Schotterdecke eingedeckt. Diese Schotterfläche zeigt ein Ansteigen gegen Norden (Tafel XV). Das M1-Niveau ist in diese 1080—1150 m hoch gelegene Schotterfläche als verhältnismäßig schmale Terrasse entlang des Río Bornova und des Río Cristobal entwickelt (Fig. 11).

Vom Cerro Cruz (1027 m), westlich von Cogolludo, gegen Norden schauend erblickt man in der Vorlage einer Steilstufe, die zu dem 1401-m-Flächenstück der Sierra Gorda aufführt und die aus Silur besteht, eine 1060—1080-m-Fläche. Letztere hebt sich mit einer roten Schotterdecke von der Unterlage aus grauweißen und braunen Mergeln und Kalken des Alt- und des Jungtertiärs, die entlang des Steilabfalls eingemuldet, gegen den Standort zu wieder aufgesattelt sind, ab. Da sie diese postpontische Tektonik kappt, stellt sie das M2-Niveau dar. Diese Schotterdecke verfolgen wir gegen Westen und Nordwesten über den Río Sorbe gegen Tamajón. Um Tamajón zieht diese Fläche unbekümmert über Kreide und Silur hinweg. Vom Torrecilla, nördlich von La Mierla, verfolgen wir das M1- und auch das M2-Niveau entlang des Río Sorbe. Um Muriel ziehen beide Niveaus über die junge Bruchstufe, die den Somosierrablock im Süden begrenzt und die hinaus zum M3-Niveau führt. Nördlich von La Mierla und westlich von Muriel sitzen der M2-Schotterfläche einige Kuppen aus Silur auf; diese bis zu 1146 m aufragenden Kuppen bilden die Wasserscheide zwischen Sorbe und Jarama und dürften wohl als Reste des hier abgesunkenen M3-Niveaus aufzufassen sein. Hieraus ergäbe sich eine Sprunghöhe von 150 bis 200 m der postpontischen Verwerfung am Südrand des Somosierrablockes.

Entlang des Río Jarama und des Río Jaramilla verfolgen wir die M2-Fläche als auffällig breite Schotterflur. Diese breite Entwicklung zeigt das M2-Niveau nur im Bereich der von uns bereits aufgewiesenen Nord-Süd-Störung (S. 93) und in der nördlichen Fortsetzung der Nord-Süd gerichteten, mit Obermiozän erfüllten Senke von Retiendas. Ich möchte daher für diese auffällig breite Entwicklung tektonische Ursachen mit heranziehen, zumal da das M1-Niveau nur als mäßig breite Terrasse entwickelt ist. Entlang des oberen Jarama um Colmenar und Cardoso ist sowohl das M1- als auch das M2-Niveau als Terrasse ausgebildet. Die Terrassenstücke entlang des Jarama und Jaramilla im Bereich des Somosierrablockes und der Rampe von Tamajón und der von Valdepeñas habe ich in Flußprofil 7 eingetragen. Hieraus ergibt sich, daß im Block

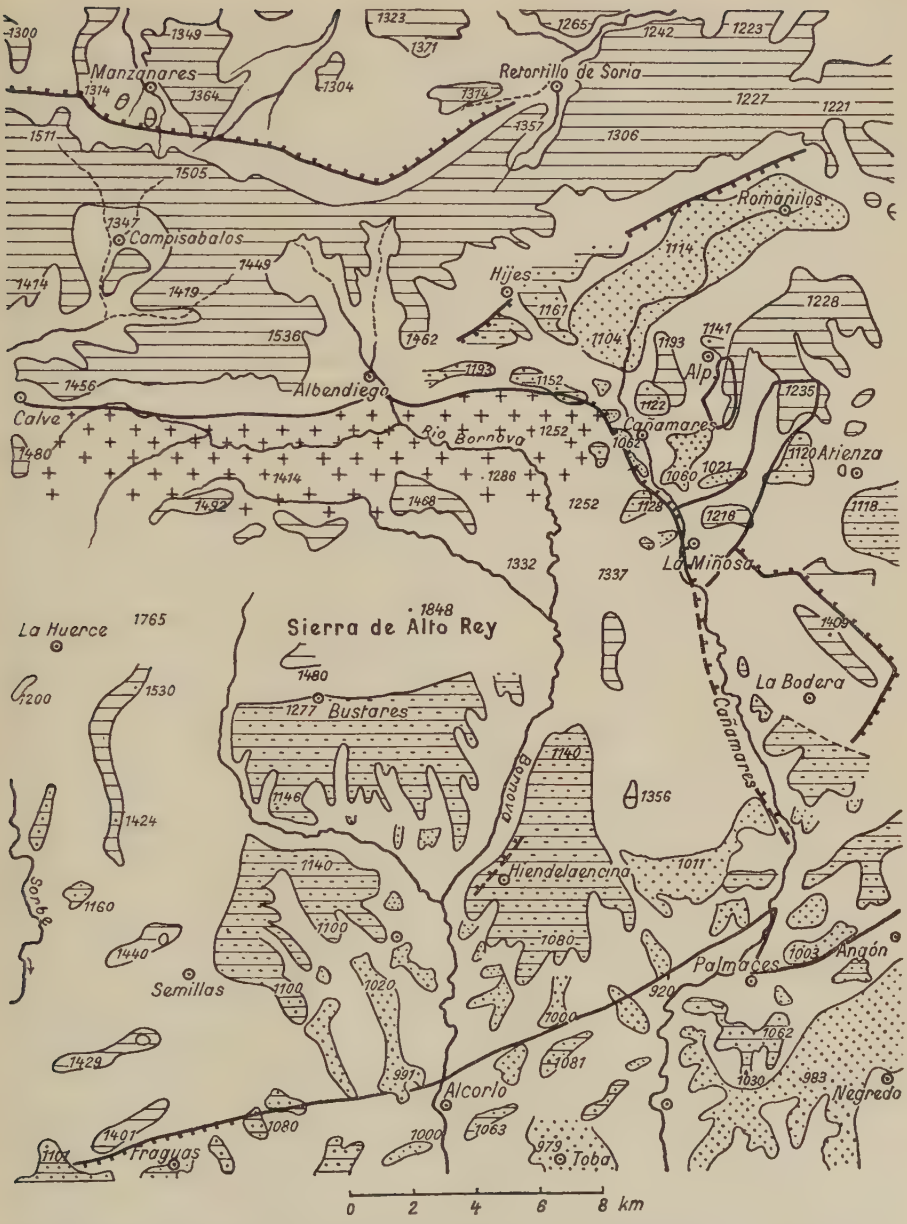


Fig. 11. Mapa topográfico nacional de España Blatt Atienza und Hiendelaencina, morphologisch kartiert und auf 1:200 000 reduziert

Die schwarze Linie mit Zacken bezeichnet morphologisch wirksame Brüche; wenn diese Linie unterbrochen ist, so besagt dies, daß diese Verwerfung nur noch indirekt von Bedeutung ist. Die einfache schwarze Linie stellt die Grenze zwischen den Gesteinen des Unterbaues und des Oberbaues dar.
Horizontale Schraffur bezeichnet die M3-Fläche. Diese Schraffur mit Punkten bezeichnet die M2-Fläche.
Die M1-Fläche ist mit Punkten bezeichnet.
Die Kreuze (+) stellen die aufgedeckte prätriadische Rumpffläche dar.

der Somosierra die Kurve der M2- und der M1-Fläche sowie die des Flusses gleichsinnig verlaufen. Hieraus schließe ich, daß die Kippung der Somosierrascholle mit der Ausbildung der M2-Fläche ihr Ende gefunden und ihren letzten Impuls durch die postpontische (rhodanische) Orogenese erfahren hat. Anders im Bereich der Rampe von Tamajón und im angrenzenden Teil des Neukastilischen Beckens. Hier zeigt die M2-Fläche eine kräftige Schrägstellung gegen Süden, die zu Aufschotterung im Vorlande Veranlassung gab. Die Konvergenz von M2- und M1-Fläche im Bereich der Meseta von Viñuelas haben wir bereits ausführlich behandelt.

Westlich von Tamajón ist der Zusammenhang des M2- und M1-Niveaus des Neukastilischen Beckens mit den entsprechenden Verebnungen des Kastilischen Blockes gestört. Bei der Betrachtung des Neukastilischen Beckens stellten wir bereits eine Abbiegung dieser beiden Niveaus gegen den Tajograben fest. Das M1- und das M2-Niveau des Kastilischen Blockes findet sich auch westlich von Tamajón im Bereich der Neukastilischen Rampe in kaum veränderter Höhenlage. Das M1-Niveau bei Angón liegt in 1000—1020 m und 110 km weiter westlich bei Torrelodones in 880—900 m. Hieraus ergibt sich ein durchschnittliches Gefälle des M1-Niveaus gegen Westen von rund 1 m pro Kilometer, das wir als das natürliche Endgefälle dieses Niveaus ansehen können. M1- und M2-Niveau der Neukastilischen Rampe streichen längs einer Stufe, deren Höhe gegen Westen ständig zunimmt, in die Luft aus. Diese Stufe fällt zusammen mit der tektonischen Grenze zwischen Kastilischem Block und Neukastilischem Becken, die zugleich eine Gesteinsgrenze ist. Diese Linie stellt eine Verwerfung obermiozäner Anlage dar, an der das Obermiozän diskordant anlagert. Diese lebte dann verschiedentlich auf. Zunächst sank an ihr das M3-Niveau des Neukastilischen Beckens ab, darauf das M2- und schließlich das M1-Niveau. Da an dieser Verwerfung auch die Terrassen des Neukastilischen Beckens noch nicht durchverfolgt werden können (die des Río Manzanares, Guadarrama, Alberche), ist zu folgern, daß die Bildung des Tajograbens bis in die jüngste Zeit andauerte, wogegen der Kastilische Block seit der Ausbildung des M2-Niveaus als starrer Block verharrte. Für die Annahme einer jungen Verwerfung spricht einmal die Aufrichtung und Schleppung der obermiozänen Schichten längs dieser Verwerfung, die man verschiedentlich beobachten kann, und zum andern die Flußkurven der Flüsse Guadalix, Manzanares, Guadarrama, Perales, Alberche. Während die Flüsse östlich des Río Lozoya an der Grenze zwischen Neukastilischem Becken und Kastilischem Block nur ein langsames Ansteigen (Profil 7 und 9) aufweisen, zeigen die soeben aufgeführten Flüsse an der Grenze zwischen diesen beiden morphotektonischen Großeinheiten eine Diskontinuität des Flußprofils (Profil 8). Im Bereich der Neukastilischen Rampe sind die Flußkurven nahezu ausgeglichen. Kurz vor dem Verlassen der Rampe wird das vorher breite, sanft geböschte Tal zu einem Eng- und Steiltal, das von den Flüssen in Schnellen überwunden wird. In der Zone der Schnellen versteilt sich die Flußkurve und ist konvex. Erst nach dem Verlassen der Schnellenzone, am Fuß der Stufe und bereits im Gebiet des Tajograbens gleicht sich die Flußkurve wieder aus (Profile 6—9).

In der Rampe von Valdepeñas de la Sierra dominiert die M2-Fläche in einer Höhenlage zwischen 1040—1080 m und ist gut beschottert (Tafel XVI). Aus dieser Fläche ragen auch hier Buckel bis zu 1146 m. Gegen Norden und Westen

wird diese Rampe von Brüchen begrenzt. Entlang der letzteren und in der Fortsetzung der ersteren fließt der Río Lozoya, dessen auffälliger Lauf somit erklärt zu sein scheint. Entlang des Lozoyatales, im Bereich der Mündung dieses Flusses in den Río Jarama und entlang des Südrandes dieser Rampe findet sich das M1-Niveau in 920—940 m in Gestalt einer Flußterrasse. Am Guadarrama (987 m), also am Südrand dieser Rampe ist das M2-Niveau als Geröllpáramo sowohl über Silur als auch über Kreide und Obermiozän entwickelt (Tafel II). Dies besagt, daß zwischen Lozoya und Jarama bzw. Sorbe der Zusammenhang der M2-Fläche zwischen Kastilischem Block und Neu kastilischem Becken zwar noch nicht gelöst ist, daß aber die M2-Fläche der Rampenzone gegen das Neukastilische Becken hier schräggestellt ist. Erst westlich des Lozoya löst sich der Verband längs einer Verwerfung.

Entlang des Lozoya verfolgen wir sowohl das M2- als auch das M1-Niveau. Im mäanderreichen Engtal zwischen Atazar und Cervera de Buitrago sind beide als schmale Terrassen ausgebildet. Die beschotterten und von Äckern eingenommenen Terrassen heben sich mit ihrer roten Farbe recht reizvoll von den dunkelgrünen Schiefern und Quarziten, die die Unterlage und die Talhänge aufbauen, ab. Weiter oberhalb gewinnen beide Verebnungen größere Ausdehnung. Ganz besonders um Buitrago treten sie uns als breite Ackerfluren entgegen, die allseits in die Umgebung in Form von Terrassen sich fortsetzen (Tafel XIV Abb. 2). Die M1-Fläche in einer Höhenlage von rund 1100 m bildet den breiten Talboden des Valle Lozoya, das wohl einen Ausraum im Bereich der einst von der D-Fläche gekappten Kreide- und Alttertiärschichten darstellt. Reste des M2-Niveaus (Schotterterrasse) finden sich nördlich von Lozoya und westlich von El Paular an der Straße zum Puerto de Cotos.

Die aus Verebnungen des M1- und M2-Niveaus zusammengesetzte Meseta um Buitrago setzt sich gegen Süden in einer breiten Pforte zwischen Sierra de la Cabrera und den 1400—1450-m-Höhen des südwestlichen Somosierrablockes in die Meseta um La Cabrera fort. Bei La Robledillo de la Jara stehend, beobachten wir, wie die M2-Schotterfläche des Standorts (1040—1060 m) sich gegen Süden jenseits des Río Lozoya in 1020—1040-m-Verebnungen um Berrueco und La Cabrera fortsetzt. Hieraus wäre allerdings zu folgern, daß der Río Lozoya noch zur M2-Zeit, also im Pliozän, sofort gegen Süden zum Jarama floß und erst nach Ausbildung oder während der Ausbildung des M2-Niveaus vom Río del Riato angezapft worden ist. Von La Cabrera verfolgt man das M2-Niveau gegen Westen entlang dem Sierraabfall bis zur Wasserscheide zwischen Río Manzanares und Río Guadalix, die von diesem Niveau gebildet wird. Aus der M2-Fläche erhebt sich der isolierte Pico San Pedro (1401 m), ein beherrschender Aussichtspunkt. Von hier aus gegen Nordosten und Osten schauen wir auf die M1-Fläche, die in 900—920 m über Gneis, Granit, Kreide und Alttertiär entwickelt ist. Beschotterung dieser hier breit entwickelten Fläche beobachtet man bei Guadalix, Venturada, Cabanillas, Torrelaguna und bei El Vellón. Von dem zuletzt genannten Dorf beobachtet man vorzüglich, wie dieses M1-Niveau, gegen Süden verlängert, hoch über dem M1-Niveau der Meseta von Viñuelas im Neukastilischen Becken ausstreichen würde.

Colmenarviejo liegt auf der M1-Fläche, die in 890—920 m bis gegen Chozas de la Sierra und Manzanares el Real zu beiden Seiten des Río Manzanares als sehr breite Terrasse entwickelt ist.

Von den Altos de Galapagar (930 m), westlich von Torrelodones, überblickt man eine 880—920-m-Verebnung, eine Granitblocklandschaft, die ich als M1-Fläche anspreche. Gegen den Sierrahang und entlang des Río Guadarrama steigt diese kaum zerschnittene Fläche sanft an (Profil 8). Bei Guadarrama liegt sie in 980 m. Gegen Osten jenseits des Río Guadarrama ist diese Fläche gegen eine höhere Fläche, das M2-Niveau (1000—1060 m), abgesetzt. Aus letzterer schwingen sich dann die M3-Restbuckel der Wasserscheide zwischen Río Guadarrama und Río Manzanares auf. Der Lauf des Río Guadarrama fällt zusammen mit der auffällig geradlinigen Begrenzung des M2-Niveaus gegen Westen. Es besteht die Möglichkeit, daß die so breite Entwicklung des M1-Niveaus in der Rampe von San Lorenco – Villalba mit einer Abstaffelung des M2-Niveaus in dieser Zone zusammenfällt. Auffällig scharf ist auch das Absetzen dieser Rampe gegen den Sierraabfall um San Lorenco. Für die Beibehaltung eines tektonisch geschaffenen Steilabfalles könnte man flächenhafte Verwitterung, wie man sie hier auch heute noch beobachten kann, in Zusammenhang mit Wandverwitterung, die gleichfalls auch heute hier zu beobachten und zu studieren ist, heranziehen. Hierfür spricht auch noch, daß gegen Westen, wo die Zerschneidung dieser Rampe einsetzt und wo die Steiltäler bis an den Sierrahang herantreten (westlich des Almenara), die Hangformen sanfter werden.

Vom Pico Almenara (1260 m), südwestlich von Robledo, überblickt man das durch West-Ost und Südwest-Nordost streichende Verwerfungen aus der M3-Fläche heraus geschaffene Senkungsfeld um San Martin de Valdeiglesias. Entlang der Flüsse und Bäche verfolgt man das M2- und das M1-Niveau in Form zumeist beackerter, breiter Flurterrassen, die sich dadurch deutlich von den mit Harzkiefern bestandenen Hängen abheben. Das M2-Niveau findet sich in 1050—1100 m, das M1-Niveau in 930—980 m. Der Abstand zwischen diesen beiden Niveaus ist also größer als weiter östlich, so daß hier wohl mit Verstellungen des M2-Niveaus gerechnet werden muß.

Im Gebiet des Austritts des Río Alberche aus der Sierra in die Rampenzone dominiert die M1-Fläche in 880—900 m. Sie ist allerdings stark aufgelöst und stellenweise durch tiefere Verebnungen aufgezehrt. Die M1- wie die M2-Fläche (in 1000—1040 m) sind westlich von San Martín de Valdeiglesias im Bereich des Horstes der Sierra San Vicente anzutreffen (Rampe von San Martín de Valdeiglesias). Aus dem M2-Niveau erheben sich die verschiedenen Gipfel der Sierra de San Vicente bis zu 1366 m. Außer der 1000—1040-m- (M2-) und der 880—900-m- (M1-) Verebnung spielt in der Rampe von San Martín de Valdeiglesias noch eine dritte eine Rolle, die in 800—840 m anzutreffen ist. Diese Verebnung findet sich auch in der Senke des Valle Tiétar.

5. Die fossilen Rumpfflächen

a. Die prätriadische Rumpffläche

Th. Fischer (Einleitung S. 4) war der Ansicht, daß die in Hochspanien über den gefalteten paläozoischen Sedimenten, Gneisen und Graniten entwickelten Mesetarumpfflächen Teile einer einzigen, prätriadischen Rumpffläche darstellen. Diese Rumpffläche sei allerdings streckenweise erst in jüngster geologi-

scher Vergangenheit von einer Sedimentdecke aus mesozoischen und alttertiären Ablagerungen befreit worden, d. h. diese Rumpffläche ist über weite Gebiete eine wieder aufgedeckte prätriadische Rumpffläche. Da diese Anschauung von nicht wenigen Geologen und Geographen für die Rumpfflächen der deutschen Mittelgebirge vertreten wird, dürfte es von Interesse sein, dieser Frage hier an einem ähnlich gebauten Gebirge nachzugehen.

Darüber daß die Gesteine des variszisch gefalteten Unterbaues vor Ablagerung der Trias eingerumpft wurden, besteht kein Zweifel (S. 31). Es besteht auch kein Zweifel, daß diese Rumpffläche lokal in Form einer Landterrasse aufgedeckt ist. Dies beobachten wir des öfteren entlang der Grenzzone zwischen Kastilischem Block und Neukastilischem Becken überall dort, wo die Auflagerungsfläche der Trias nicht allzu steil abgebogen ist (z. B. bei Congostrina, Sacedoncillo). Kreidekalke, die gefaltet sind, bauen die zugehörige Stufe auf. Daß diese Landterrassenbildung aus einer jungen Einebnungsfläche erfolgte (M2-Niveau), unterliegt keinem Zweifel. Dies bestätigt sich auch am Ostrand des Somosierrablockes, an der Grenze zwischen Kastilischem Block und Hesperiden-Faltenblock, wo die aufgedeckte prätriadische Rumpffläche zwischen Cañamares und Galve ihre größte Entwicklung im Bereich des Untersuchungsgebiets erlangt. Bei Condemios beobachten wir am Westhang des Bornovatales ein Einfallen der prätriadischen Rumpffläche gegen Nordosten von etwa 5°. Diese Rumpffläche ist hier über gefalteten silurischen Schichten entwickelt. Darauf legen sich gleichfalls mit Nordosteinfallen rote Buntsandsteinschichten, darauf grüngraue und gelbrot-violette Keuperschichten und auf diese folgen hellgraue Kreidekalke, die die Traufe der Landstufe bilden. Auf dem Wege Condenios – Campisábalos beobachtet man, daß diese Kreidekalke gefaltet sind und von einer Fläche in 1400—1460 m gekappt werden, die ich als die pontische (M3-) Rumpffläche erkannt habe (S. 67). Dieselbe Fläche schneidet gegen Westen die vorhin beschriebene, gegen Nordosten abdachende Landterrasse. Es ergibt sich daraus, daß es sich auch hier um eine lokale Aufdeckung der prätriadischen Rumpffläche aus der M3-Fläche heraus handelt (Profil 2 und Fig. 11). Gegen Cantalojas und Grado nimmt das Einfallen der prätriadischen Rumpffläche zu und damit die Breite der Landterrasse stark ab, die bei Grado nur noch einen steilen Talhang darstellt.

b. Die präcenomane Rumpffläche

Daß die Auflagerungsfläche der Schichten der oberen Kreide eine Rumpffläche ist, läßt sich unschwer nachweisen. Während die prätriadische Rumpffläche durch rote Verwitterungsprodukte charakterisiert ist, zeichnet sich diese Rumpffläche vorzugsweise durch weiße Verwitterungsprodukte (Kaolin) aus, daneben spielen aber auch rote und schwarze, eisen- und manganhaltige Bildungen eine Rolle. Auch diese Fläche ist lokal aufgedeckt, und zwar namentlich entlang des Nordabfalls des Kastilischen Hauptscheidegebirges zwischen Segovia und Villacastin. Daß die lokale Freilegung aus der M2-Fläche heraus erfolgt ist, ergibt sich aus Tafel XIV Abb. 1 und Fig. 10.

Nach O. Schmieder (1915, S. 12 und 1919, S. 9) ist sowohl die Altkastilische wie die Neukastilische Rampenzone dadurch charakterisiert, daß dort Kreideschichten, die nicht mit eingeebnet sind, einer „alten", über Granit und Gneis entwickelten Rumpffläche aufgelagert sind. Schmieder erwähnt speziell das

Kreidevorkommen zwischen Miraflores de la Sierra und Colmenarviejo im Bereich der Neukastilischen Rampe. Die Kreide liegt hier nicht einer Fläche auf, sondern ist Bestandteil einer Kreide und Alttertiär enthaltenden, West-Ost streichenden Mulde. Jüngere Verebnungen kappen diese Mulde (S. 109). Auch die oben niedergelegten Beobachtungen im Bereich der Altkastilischen Rampe sprechen gegen die Auffassung Schmieders. Aus diesem Befund ergibt sich, daß die von Schmieder beschriebenen Rumpfflächen im Bereich der Sierra de Gredos jünger sind als dieser Forscher angenommen hat, wie wir bereits auf S. 96 und S. 100 ausgeführt haben bei der Verfolgung der Flächen des östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirges in die des westlichen. Schmieder gebührt aber das Verdienst, als erster die Bedeutung einer jungen Tektonik für die Morphologie der Sierra de Gredos erkannt zu haben, wiewohl ich mich seiner Keilschollen-Theorie nicht anzuschließen vermag.

6. Zusammenfassung der Ergebnisse der morphologischen Analyse (Morphogenese des Kastilischen Hauptscheidegebirges)

Die intratertiäre Rumpffläche, die die Bewegungsbilder der intratertiären Orogenese (savischen Phase Stilles?) kappt, überspannte den gesamten Kastilischen Block. Nur hie und da überragten sie vereinzelte Inselberge um 100 bis 250 m. Im Zusammenhang mit der Bildung der beiden angrenzenden Becken, des Alt- und des Neukastilischen Beckens, erfuhr der Kastilische Block eine weitgespannte Aufwölbung („Großfaltung" im Sinne W. Pencks, „Undation" im Sinne Stilles), deren Achse in der östlichen Hälfte des Kastilischen Blockes Südwest-Nordost streicht und West-Ost in der westlichen. Hierbei löst er sich in eine Anzahl von Schollen mit verschiedenartigem Bewegungsrhythmus auf. Hiermit setzt die Gebirgsbildung des Kastilischen Hauptscheidegebirges in morphologischem Sinne ein. Fast alle Schollen zeigen eine Längserstreckung entsprechend dem Achsenstreichen der Aufwölbung. Südwest-Nordost bzw. West-Ost streichende Verwerfungen einerseits und senkrecht dazu, also Südost-Nordost bzw. Nord-Süd streichende andererseits begrenzen zur Hauptsache die Schollen. Daneben spielen auch Verbiegungen eine Rolle [34].

Im Kern der Aufwölbung liegen die Hochschollen, deren Dach jeweils ein Stück der intratertiären Rumpffläche darstellt. Diese Kernzone der Hochschollen fällt ungefähr mit dem Bereich der heutigen „Sierra" zusammen. Durch quer zum Streichen der Achse der Aufwölbung verlaufende Einwalmungen, die ihre Entstehung einer Kombination von Verwerfungen und einbiegenden Vorgängen verdanken, lassen sich die Schollen der Kernzone der Aufwölbung in die folgenden drei Großabschnitte einordnen:

a. Großscholle der Somosierra, die durch West-Ost und Nord-Süd streichende Störungen wieder in Teilschollen zerlegt wird, die sämtlich Hochschollen sind. Nach dem Verhalten der intratertiären Dachfläche zu urteilen, hat diese Scholle eine Kippung gegen Süden, gegen das Neukastilische Becken erfahren.

b. Das Schollenland der Sierra de Guadarrama setzt sich aus in Südwest-Nordost-Richtung lang hingestreckten Horsten mit dazwischen eingeschalteten

[34] Struktur des Untergrundes sowie das Ausmaß der Heraushebung bzw. Absenkung der Schollen sind dafür bestimmend, ob es zur Bruchbildung oder zu Verbiegungen kommt.

Senken zusammen. Dieser Abschnitt gliedert sich in drei Unterabschnitte: 1. in einen östlichen, der aus zwei Horsten und einer dazwischen liegenden Senke besteht. Die Dachfläche des nördlichen Horstes der Montes Carpetanos dacht gegen Osten sanft ab, die des südlichen der Cuerda Larga ist an Brüchen gegen Osten abgestaffelt; 2. in einen verhältnismäßig schmalen mittleren, in dem die beiden Horste des östlichen sich auf eine Strecke hin vereinigen. Hier liegt die Dachfläche am höchsten; 3. in einen sehr breiten, westlichen, in dem sich die Dachfläche gegen Westen sanft senkt. Zwischen den nördlichen, bereits West-Ost gerichteten Horst der Ojos Albos und die Malagónscholle legt sich der Senkenzug des Campoazálvaro – Valle Moro. Die Dachfläche der Malagónscholle erfuhr eine Einmuldung in Südwest-Nordost-Richtung, in der wir wohl den Ansatz zu einer Senkenbildung bzw. das Ausklingen der westlichen anschließenden Senke des Valle Alberche sehen dürfen.

c. Das Schollenland der Sierra de Gredos. Bestand der erste Abschnitt nur aus einer Hebungszone und der zweite aus zwei Hebungszonen und einer Senkenzone, so weist dieser Abschnitt drei Hebungszonen mit zwei dazwischen liegenden Senken auf. Hand in Hand damit geht eine wesentliche Verbreiterung des Sierrenlandes. Die Schollen dieses Abschnittes zeigen Längsstreckung in West-Ost-Richtung. Die nördliche Hebungszone, die Sierra de Avila, stellt eine Schrägscholle dar, die beiden südlich darauffolgenden hingegen Horste (Sierra de la Paramera und Sierra de Gredos). Im Großen gesehen hat dieser Abschnitt eine Kippung gegen Norden zum Altkastilischen Becken hin erfahren, wie dies bereits Schmieder (1915) erkannt hat.

Fig. 12 zeigt einen schematischen Längsschnitt entlang der Achse der Aufwölbung. Deutlich treten die beiden großen Einwalmungen hervor, die gleichsam der tektonische Ausdruck des ganz verschieden gearteten Verhaltens der oben beschriebenen drei Großabschnitte sind.

Fig. 12. Schematischer Längsschnitt durch das östliche Kastilische Hauptscheidegebirge

Nördlich und südlich an die Kernzone der Hochschollen legt sich je ein mehr oder minder breites Band abgestaffelter Schollen, über denen später die Rampen, d. h. jene breiten Felsfußebenen zur Ausbildung gelangen, die sich heute zwischen das Kastilische Hauptscheidegebirge und die mit jungtertiären Schichten erfüllten Neu- und Altkastilischen Becken einschalten. Die Schollen der beiden Bänder, namentlich die des nördlichen, zeigen gleichfalls eine ausgesprochene Längsstreckung entsprechend dem Streichen der Aufwölbung und eine Quergliederung senkrecht dazu. Auch hier lassen sich die Schollen in Züge relativer Hebung bzw. Senkung einordnen. Hier spielen neben Verwerfungen besonders Verbiegungen eine Rolle. In den Senkungsgebieten (wie auch in den westlichen Senken der Hochschollenkernzone) kam es zur Sedimentation ober-

miozäner Schichten. Aus deren Lagerungsverhältnissen ergibt sich, daß die weitgespannte Aufwölbung („Undation") mit einer gleichzeitigen Wellung („Undulation") der aufgebogenen intratertiären Rumpffläche verbunden war[35], die sich je nach der Struktur des Untergrundes und dem Ausmaß der Hebung bzw. Senkung bald in Verbiegungen (Mulden und Sätteln), bald in Brüchen (Horsten oder Hochschollen und Senken) äußert.

Zu Beginn des Ponts fand dieser erste und wichtigste Akt der morphologischen Gebirgsbildung seinen Abschluß. Zur gleichen Zeit ist auch die Bildung einer Einebnungsfläche beendet, die heute in einer Höhenlage zwischen 1250 bis 1550 m als die am höchsten gelegene der drei Mesetaflächen anzutreffen ist. Diesem Niveau wurde die Bezeichnung M3 zugelegt. Als freie Fläche überspannte sie die abgestaffelten Schollen in der nördlichen und südlichen Vorlage der Hochschollen-Kernzone und die Senken der letzteren. In den Einwalmungen, wo Längs- und Quermuldung aufeinander treffen, erfuhr die M3-Fläche auch im Kern der Aufwölbung besondere Breitenentwicklung. Ja, in der Einwalmung zwischen Sierra de Gredos und Sierra de Malagón quert das M3-Niveau in ziemlicher Breite die Sierrenzone, verband somit das Alt- und Neukastilische Becken. In die Hochschollen drang das M3-Niveau in Gestalt breit ausladender Trogterrassen ein, deren Hänge sanft ansteigen. Hieraus und aus den Lagerungsverhältnissen der obermiozänen Schichten schließe ich auf eine allmähliche Herauswölbung und Wellung des Kastilischen Blockes während des Obermiozäns (siehe auch S. 71 f.). Die Dachfläche der Hochschollen überragt die M3-Fläche um 100—600 m. Die obermiozänen Schichten des Kastilischen Blockes und die des Alt- und Neukastilischen Beckens stellen die korrelaten Ablagerungen zu der Bildung der M3-Fläche dar, die im Bereich des Kastilischen Blockes zumeist als Fels (Rumpf-) Fläche entwickelt ist. Aus den Faziesverhältnissen und aus dem Fossilgehalt der obermiozänen Schichten ergibt sich, daß die Bildung der M3-Fläche in einem tropischen Trockenklima erfolgt ist (siehe auch S. 35).

Die obermiozäne Tektonik bestimmte Anordnung und Richtung des Gewässernetzes der Sierrenzone. Hierin ist bis heute im großen und ganzen kaum eine Änderung eingetreten (Änderung des Laufes des oberen Jarama ?).

Der zweite Akt der Gebirgsbildung im morphologischen Sinne vollzieht sich nach dem Pont und vor Ausbildung der Terrassenzüge des Neu- und Altkastilischen Beckens (S. 59 und 82), also im Pliozän; er dürfte wohl als Ausdruck der rhodanischen Orogenese Stilles aufzufassen sein. Die Hochschollen-Kernzone der obermiozänen Aufwölbung wurde an Brüchen erneut emporgetragen, und somit der heutige oro- und morphographische Gegensatz von „Sierra" und „Rampe bzw. Fußfläche" geschaffen. Die Brüche knüpfen teils an solche an, die schon bei der obermiozänen Orogenese funktionierten (namentlich am Nordrand), teils handelt es sich um neue, die in einem gewissen Abstand von dem bisherigen Sierrenkörper (namentlich am Südrand, aber auch hier erweisen sich diese Brüche meist als solche älterer, d. h. geotektonischer Anlage) verlaufen, der dadurch eine Verbreiterung erfährt durch Angliederung von Schollenstücken, die von der M3-Fläche überzogen sind. Diese M3-Flächenstücke sind also gehobene Fußflächen oder Piedmonts. Das Ausmaß der Heraus-

[35] W. Hartnack, 1932, „Morphogenese des nordostrheinischen Schiefergebirges". S. 15, hat dafür den trefflichen Vergleich eines aufgebogenen Wellblechs geprägt.

hebung der Sierrenkernzone über die nördliche und südliche Rampenvorlage beträgt 200—250 m. Der gesamte Sierrenkörper, nach der Höhenlage der M3-Fläche zu urteilen, erfuhr eine ganz schwache Kippung gegen Süden zum Neukastilischen Becken, deren Ausmaß maximal 100 m beträgt, und blieb als Ganzes stabil; lediglich in der Einwalmung zwischen Sierra de Malagón und Sierra de Gredos erfuhr die M3-Fläche eine Zerstückelung durch Verwerfungen, die für die Anordnung des Gewässernetzes in dieser Zone bestimmend wurden. Die abgesunkenen Teile der M3-Fläche in der südlichen und nördlichen Vorlage erfuhren teils Schrägstellung, teils Auf- und teils Einbiegung, was zumeist postum zu den Gebilden der obermiozänen Orogenese erfolgte. Den Abschluß des zweiten Aktes der Gebirgsbildung zeigt die M2-Verebnung an, die heute in 1000—1200 m anzutreffen ist und die sich fast stets durch Beschotterung mit groben Quarz- und Quarzitgeröllen auszeichnet. Den Charakter einer freien Fläche, die gelegentlich Restberge und Restbuckel der M3-Fläche überragen, nimmt dieses M2-Niveau in den Rampen an, im Gebirge ist es hingegen als breite Flurterrasse entwickelt. Im Sierrenland erfährt es nur im Bereich der Senkenzüge eine Weitung, die wohl in erster Linie durch die die Senken erfüllenden lockeren Ablagerungen bedingt ist. Stets ist das M2-Niveau gegen das höhere Gebirgsland an scharfen, steilen Hängen abgesetzt. Wo die M3-Fläche unter das pliozäne Erosions- und Denudationsniveau herabsank, kam es zur Aufschotterung. Aufschotterung in Form flacher Schuttfächer stellen wir an manchen Stellen des Gebirgsrandes, namentlich im Osten des Kastilischen Hauptscheidegebirges, fest. Diese Schuttfächer sind auf das M2-Niveau eingestellt. Ihre Bildung dürfte weniger auf Klimaänderung als auf ein Abbiegen des M2-Niveaus in den angrenzenden Rampen bzw. Becken zurückzuführen sein, also tektonische Ursachen haben. Diese Schotterflächen gleichen den „rañas“ der Estremadura (S. 11).

Schließlich ist noch ein dritter, überaus schwacher Akt der Gebirgsbildung nach Ausbildung des M2-Niveaus festzustellen, der gleichfalls im Pliozän und vor Ausbildung der Terrassenzüge des Alt- und Neukastilischen Beckens stattgefunden hat. Hierdurch erfuhr die Sierrenzone eine erneute schwache Kippung gegen das Neukastilische Becken. Zumeist äußerten sich die orogenetischen Kräfte dieses dritten Aktes im Rampenland, wo es zu postumen Verbiegungen der M2-Fläche kam, und vor allem an der Grenzzone zwischen Kastilischem Block und den beiden angrenzenden Becken in Form von Abbiegungen des M2-Niveaus gegen die Becken und von Brüchen im Westen. Infolge relativen Absinkens der angrenzenden Becken erfuhr die Erosion im Bereich des Kastilischen Blockes eine Belebung. Eine zweite, beschotterte Verebnung, die heute in 880—1050 m angetroffen wird, bezeichnet den Abschluß dieses dritten Aktes. Dieses M1-Niveau findet sich als freie Fläche nur in den Senkenzonen der Rampen, wo die M2-Fläche eine schwache Einmuldung erfahren hatte, sonst tritt sie uns in Gestalt einer breiten Flurterrasse entgegen. Aus dem Abstand zwischen M1- und M2-Niveau dürfen wir auf eine maximale Heraushebung des Kastilischen Blockes um 100—120 m schließen.

Nach Ausbildung des M1-Niveaus ist die durch tektonische Kräfte bedingte morphologische Gebirgsbildung des Kastilischen Hauptscheidegebirges abgeschlossen. Auch im Rampenland lassen sich Veränderungen des Landschaftsbildes durch tektonische Kräfte nicht mehr feststellen. Seit dieser Zeit (ober-

pliozän ?) steht der Kastilische Block in engstem Verband mit dem Neu- und Altkastilischen Becken. Lediglich am Südrand des Kastilischen Blockes, westlich von Torrelaguna, also in der nördlichen Begrenzung des „Tajograbens", haben noch spätere Bewegungen an Brüchen stattgefunden, wie aus dem Verlauf der Terrassenzüge und der Talgestaltung zu schließen ist. Da das M1-Niveau des Kastilischen Blockes seine Höhenlage nicht mehr verändert hat, wohl aber das der angrenzenden Becken, ist die junge kräftige Zerschneidung des Kastilischen Hauptscheidegebirges und des nördlichen und südlichen Rampenlandes auf zwei Ursachen zurückzuführen: 1. auf die auch nach Bildung der M1-Fläche andauernde Einbiegung der Becken, 2. auf eine allgemeine Heraushebung Hochspaniens bzw. Senkung des Meeresspiegels.

3. HAUPTTEIL

MORPHOGENETISCHE ZUSAMMENFASSUNG

Im Bereich des Untersuchungsgebietes ergab sich ein enger Zusammenhang zwischen der Morphogenese des heutigen Alt- und Neukastilischen Beckens einerseits und des Gebirgsrahmens andererseits. Die Morphogenese beider morphotektonischer Zonen erster Ordnung setzte nach Ausbildung der intratertiären Einebnungsfläche (postunteroligozän-prätortonisch) im Torton ein, wie dies als erster R. Stickel (1929) für das Altkastilische Becken dargetan hat. In den Gebirgsrahmen wurde die intratertiäre Rumpffläche emporgewölbt oder an Brüchen emporgetragen und somit der Abtragung ausgesetzt. Nur in den Hochschollen hat sie sich in Form von Dachflächen bis heute erhalten können. In den Beckenzonen wurde die intratertiäre Rumpffläche hingegen abgebogen und zur Basis der die Becken allmählich erfüllenden obermiozänen Sedimente, die die Aufbereitungsprodukte der Abtragung im Bereich der sich heraushebenden Becken-Gebirgsrahmen sind. Diese Großfaltung („Undation") war verknüpft mit einer engphasigeren Wellung („Undulation") der intratertiären Rumpffläche, die in Gebieten mit verhältnismäßig starrem Untergrund zur Auflösung desselben in ein Bruchschollenland Veranlassung gab. An der Wende von Sarmat und Pont fand dieser erste und für die Becken-Gebirgsrahmen besonders wichtige Akt der Morphogenese sein Ende.

Im Pont überspannte eine Einebnungsfläche die beiden Becken und weite Gebiete der Gebirgsrahmen. In den Becken stellte sie eine primäre Aufschüttungsebene dar, die vom Páramokalk getragen wurde, in den Gebirgsrahmen hingegen eine Felsfläche. Zur Zeit der Bildung dieser Fläche herrschte ein tropisches Trockenklima. Heute findet sich diese Fläche vorwiegend noch in den Gebirgsrahmen, während sie in den Becken bis auf kleine Reste verschwunden ist. Landschaftlich hat sie den Charakter einer Mesetafläche, weshalb sie als M3-Fläche, d. h. als die am höchsten gelegene Mesetafläche ausgeschieden wurde. Die Verbreitung der M3-Fläche als freie Fläche fällt zusammen mit Gebieten tektonischer Ruhe oder gar Abstaffelung oder Abbiegung während des Obermiozäns. Zu solchen Gebieten gehören auch die Korridore und Einwalmungen, durch die man im Pont nahezu im gleichen Niveau vom Altkastilischen zum Neukastilischen Becken gelangen konnte. Über die M3-Fläche ragten vereinzelte Rest- oder Inselberge und die aus Hochschollen bestehenden Sierrenzüge bis zu 600 m empor. Hieraus ergibt sich ein Aufwölbungsbetrag bis zu 600 m. Etwa den gleichen Betrag dürfte die Einwölbung in den Becken erreichen.

Im Pliozän erfolgte eine zweimalige Heraushebung der Beckenrahmen und Einbiegung der Becken. Die Gesamtamplitude dieser beiden Impulse dürfte

einen Betrag von 500—600 m erreichen, also knapp die Hälfte derjenigen der obermiozänen Orogenese.

Die erste dieser beiden pliozänen Orogenesen, von denen diese die bei weitem kräftigere ist, äußerte sich in den Kernzonen der Gebirgsrahmen vorwiegend in einer Bruchtektonik, die eine weitere Heraushebung der Sierrenzone an langen streichenden Verwerfungen um rund 200 m und stellenweise sogar eine Verbreiterung der Sierrenzone zur Folge hatte. In den Vorlagen der Sierrenzone, also in den Flanken der Aufwölbungen, erfuhr die M3-Fläche Abstaffelung oder Abbiegung, die zumeist mit einer schwachen Wellung posthum zu den Leitlinien der obermiozänen Orogenese verbunden war. In den Becken werden die obermiozänen Schichten an den Beckenrändern, d. h. an den Grenzzonen der morphotektonischen Großeinheiten tektonisch stark beansprucht (sogar gelegentlich Aufschiebungen!), während in den Beckenzentren kaum eine Änderung der Lagerungsverhältnisse oder nur ganz weitphasige Wellung der obermiozänen Sedimente festzustellen ist. Hierin sahen wir den zweiten Akt der Morphogenese (erste pliozäne). Durch diese schwache Orogenese wurde das Gewässernetz der Becken endgültig in die heutige Anordnung gedrängt. Nach Erlahmung der tektonischen Vorgänge kam eine Einebnungsfläche zur Ausbildung, die durch Beschotterung mit groben Quarz- und Quarzitgeröllen charakterisiert ist; sie ist wohl der wesentlichste Bestandteil der Meseta; nach ihrer Stellung im System der Mesetaflächen wurde sie als M2-Fläche ausgeschieden. Als höchste sichtbare Mesetafläche überspannte sie fast das gesamte Alt- und Neukastilische Becken. In den Beckenrahmen beherrschte sie vor allem das Rampenland, d. h. die Felsfußflächen und z. T. die Senken des Sierrenlandes. Den Charakter einer Wasserscheide zwischen Duero – Tajo und Ebro, den die M3-Fläche in den Quereinwalmungen bzw. Korridoren hat, nimmt sie nicht an. Die Talhänge, die von diesem Niveau gegen die beiden höheren Niveaus hinaufführen (M3- bzw. D-Niveau), sind durchweg steil. Dasselbe ist bei den noch zu erwähnenden tieferen Niveaus festzustellen. Hieraus folgt, daß nach dem Pont ein neuer Erosionsrhythmus einsetzte.

Nach Ausbildung der M2-Fläche erfolgte die zweite, wesentlich schwächere der beiden pliozänen Orogenesen, die eine erneute schwache Herauswölbung der Beckenrahmen und Einbiegung der Becken zur Folge hatte. Posthume Wellungen waren der hauptsächliche Ausdruck dieser Orogenese. Bruchbildung ist nur im westlichen Abschnitt des Kastilischen Blockes an der Grenze gegen das Alt- und Neukastilische Becken festzustellen. Nach Abschluß dieser Orogenese erfolgte wiederum eine Einebnung, die von den Beckenzentren, und somit begünstigt durch die Absenkung der M2-Fläche, ihren Ausgang nahm. Dies erklärt, daß die dieser Einebnung entsprechende M1-Fläche ihre größte Ausdehnung in den Beckenzentren erlangt, wo sie zur freien Fläche wird, sich hingegen gegen die Gebirgsrahmen verschmälert und schließlich den Charakter einer Flurterrasse [36] annimmt, die nur in ausgesprochenen Senken (lockeres Gestein) gelegentlich sich wieder verbreitert. Wie die M2-Fläche ist auch die M1-Fläche mit groben Quarz- und Quarzitgeröllen besät.

In den Becken erfuhr das M1-Niveau dann noch eine schwache Verstellung und gelegentlich auch Verbiegung. In diesen Beckengebieten gewinnt die höchste der Flußterrassen (100—120 m über dem Niveau der ausgeglichenen

[36] Vgl. Anmerkung 26 a.

Flußkurven der größeren Flüsse) anormale Ausdehnung, so daß diese höchste Terrasse hier Mesetacharakter annimmt. In diesen Gebieten stellen wir dann auch besonders breit ausladende „Campiñas" fest. Da deren Anlage und Entwicklung in erster Linie vom Flußnetz abhängig ist und da die Tektonik die Anordnung desselben bedingt, sind auch die Campiñas tektonische Gebilde, wenn auch mittelbare.

Seit der Ausbildung der höchsten Flußterrasse erscheinen die vier morphotektonischen Großeinheiten: Kastilischer Block, Hesperiden-Faltenblock, Neu- und Altkastilisches Becken endgültig zusammengeschweißt. Eine Ausnahme macht die südliche Grenze des Kastilischen Blockes westlich von Torrelaguna, wo bis in die jüngste geologische Vergangenheit noch der Tajograben, ein Teil des Neukastilischen Beckens, abgesunken ist. Die Terrassenzüge beweisen durch ihre gleichmäßige Anordnung, daß seitdem das gesamte Untersuchungsgebiet einer kräftigen Zerschneidung ausgesetzt war, die selbstverständlich in den hoch herausgewölbten Beckenrahmen zu kühneren und imposanteren Formen führte als in den Becken.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

Aguilar, Rafael Fernandez, Sobre una zona argentífera en la Somosierra, Bol. Inst. Geol. Esp. Bd. 45, Madrid 1924.

Aranzazu, J. M., Apuntas para una descripción físico-geológico de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara, Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Bd. 4, Madrid 1877.

Barradas, José Perez de, Nuevas civilizaciones del paleolítico de Madrid, Barcelona 1924.

— El yacimiento paleolítico de San Isidro, in Rev. Bibl. Arch. y Mus., Ayuntamiento de Madrid, 1925.

— Estudios sobre el terreno cuaternario del valle del Manzanares (Madrid), Ayuntamiento de Madrid 1926.

Behrmann, W., Beobachtungen am Rande der Wüste, Geogr. Zeitschr. Bd. 28. Heft 6, S. 321—333, 1932.

Brinkmann, R., Betikum und Keltiberikum in Südost-Spanien, Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangebiete, herausg. v. H. Stille, Heft 6, Berlin 1931.

Calderon y Arana, Salv., Ensayo orogénico sobre la meseta central de España, An. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 14, Madrid 1885.

— Observaciones sobre la constitución de la meseta central de España, Act. Soc. Esp. Hist. Nat. 1884.

Carandell, Juan, Las calizas cristalinas del Guadarrama, Trab. Mus. Nac. Cienc. Físico-Nat. Série Geol. Nr. 8, Madrid 1914.

— Nota acerca del cuaternario de Torrelodones, Bol. R. Soc. Hist. Nat. Bd. 28, S. 263—267, Madrid 1928.

Cardoso, Gabriel Martín, Bosquejo geográfico-geológico de la sierra de San Vicente (Toledo), Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 18, S. 516—523, Madrid 1918.

Castel, Carlos, Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara, Bol. Com. Mapa Geol. Bd. 7, S. 331—395, Madrid 1880.

— Descripción geológica de la provincia de Guadalajara, Bol. Mapa Geol. Esp. Bd. 8, S. 157—264, Madrid 1881.

— Descripción agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara, Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Bd. 9, Madrid 1882.

Chaput, E., Deux types de nappes alluviales: Terrasses monogéniques et terrasses polygéniques, Compt. Rendus de l'Acad. des Sc. 178, p. 2187/89, Paris 1924.

Chudeau, Contribution à l'étude géologique de la Vieille Castille, thèse de doctorat, Paris 1896.

Cortazar, Daniel de, Descripción física y geológica de la provincia de Segovia, Bol. Mapa Geol. Esp. Bd. 17, Madrid 1891.

Dantin, Cereceda J., Resumen fisiográfico de la península ibérica, Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Série geol. Nr. 9, Madrid 1912.

— Las terrazas del valle de Henares y sus formas topográficas, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 15, S. 301—314, Madrid 1915.

— Los lignitos del neogeno continental de la Alcarria, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 16, Madrid 1916.

— Levantamiento reciente de la meseta central de la Península, R. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo extraord. con motivo del 50. aniversario, S. 173—177, Madrid 1921.

— Ensayo acerca de las regiones naturales de España, Madrid 1922.

Deecke, Der Zusammenhang von Flußlauf und Tektonik, Fortschr. d. Geol. u. Paläontol., Heft 16, Berlin 1926.

Depéret, Ch., Sur les bassins tertiaires de la meseta espagnole, Bull. Soc. Géol. de France, Paris 1908.

Doneyre, Felipe Martin, Descripción física y geológica de la provincia de Avila, Mem. Com. Mapa Geol. Esp. Bd. 7, Madrid 1879.
Douvillé, R., La Péninsule Ibérique, Handbuch der Regionalen Geologie Bd. III, Abt. 3, Heidelberg 1911.
Dupuy de Lome, E. und *Noro, P. de*, Geol. Führer der Eisenbahnlinien Spaniens Band Madrid – Irún. Inst. Geol. de Esp., Madrid 1926, herausg. aus Anlaß des XIV. Congr. Geol. Intern.
Fischer, Th., Die Iberische Halbinsel, in Kirchhoff, Länderkunde von Europa, Teil II/III, Wien 1891.
— Reiseskizzen aus Spanien und Portugal, Verh. Ges. f. Erdk. Berlin, Bd. 20 1893.
— Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel, Pet. Mitt. Bd. XL, S. 249/256 und 277/285, 1894.
— Mittelmeerbilder, 2. Aufl., Leipzig 1913.
— Mittelmeerbilder, Neue Folge, S. 252 ff., Leipzig 1922.
Hahne, Carl,
a) Stratigraphie und tektonische Untersuchungen in den Provinzen Teruel, Castellon und Taragona, Diss. Göttingen und Z. deutsch. Geol. Ges. Bd. 82, Jg. 1930, Berlin 1930.
b) Das keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca – Teruel – Alfambra, Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangebiete, herausg. v. H. Stille, Heft 5, Berlin 1930.
Hernández-Pacheco, Eduardo,
a) Mioceno superior de la Puebla de Almuradiel (Toledo), Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 14, S. 274—278, Madrid 1914.
b) Régimen geográfico y climatológico de la meseta castellana durante el mioceno, Rev. Real Acad. Cienc. Nat. Madrid 1914.
— Geología y paleontología del Mioceno de Palencia, Com. de Investigaciones Paleontol. y Prehistoricas, Mem. Nr. 5, Madrid 1915.
— Hallazgo de tortugas gigantescas en el Mioceno de Alcalá de Henares, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 17, Madrid 1917.
— La Llanura Manchega y sus mamíferos fósiles, Mem. Com. Investig. Paleontol. y Prehistoricas No. 28, Madrid 1921.
— Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Iberica, Asoc. Esp. para el Progreso de las Ciencias, Congr. de Salamanca, Madrid 1923.
— Restos fósiles de grandes mamíferos en las terrazas del Manzanares y consideraciones respecto a estas, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Bd. 27, S. 449 bis 455, Madrid 1927.
— Los cinco ríos principales de España y sus terrazas, Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones científ.; Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. série geol., Madrid 1928.
— Datos geológicos de la meseta toledanocacereña y de la fosa del Tajo, Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 15, S. 183—202, Madrid 1929.
Hernández-Pacheco, Eduardo und *Francisco*, Aranjuez y el territorio al Sur de Madrid; Führer herausg. vom Inst. Geol. de España aus Anlaß des XIV. Intern. Geol. Kongr., Madrid 1926.
Hernández-Pacheco, Francisco, Las arenas voladores de la provincia de Segovia, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 23, S. 211—216, Madrid 1923.
— El glaciar cuaternario del tipo pirenáico de la Buitrera, Riaza (Segovia), Asoc. Esp. para el Progreso de las Ciencias, Congreso de Coimbra, Bd. 6, Madrid 1925.
— Nota sobre la estratigrafía y los mamíferos miocenos de Nombrevilla (Zaragoza), Bol. Inst. Geol. de Esp. Bd. 47, S. 441—448, Madrid 1926.
a) Modificación de la red fluvial en España, fenómenos de captura durante el plioceno al N. de la prov. de Madrid, Publ. R. Soc. Geogr., Madrid 1930.
b) Fisiografía, geología y paleontología del territorio de Valladolid, Com. Investig. Paleontol. y Prehistoricas, Mem. No. 37, Madrid 1930.
c) Estudio geográfico y geológico del territorio de las obras del Canal Isabel II., in Mem. del Canal de Isabel II für 1928, Madrid 1930.
— Estudio de la región vólcanica central de España, Bd. 3 de la série de Cienc. Nat. de la coleccion de Mem. de la Acad. Cienc. Exactas, Fisicas y Nat. de Madrid, 1932.

Hernández-Pacheco, Francisco y *Aranegui, P.*, Las terrazas cuaternarias del río Henares en las inmediaciones de Alcalá, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 27, S. 310—316, Madrid 1927.
— Nuevos datos sobre las terrazas cuaternarias de los ríos Jarama y Henares, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 29, S. 401—404, Madrid 1929.
Hettner, Alfred, Die Oberflächenformen des Festlandes, Probleme und Methoden der Morphologie, Geogr. Schriften, herausg. von A. Hettner, Heft 4, Leipzig 1928.
Jessen, Otto, La Mancha, ein Beitrag zur Landeskunde Neu-Kastiliens, Mitt. Geogr. Ges. in Hamburg, Bd. XLI, Hamburg 1930.
Joly, H., Etudes géologiques sur la chaîne celtibérique, Congr. Géol. Intern. Comptes Rendues de la XIVe Session, Madrid 1927.
Kindelan, Vicente, El sondeo de Alcalá de Henares, in Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid, S. 227—247, Inst. Geol. y Minero, Madrid 1928.
v. Klebelsberg, R., Beiträge zur Geologie der Sierren zwischen Granada und Malaga (Andalusien), Z. deutsch. Geol. Ges. Abh. Bd. 80, S. 576—614, 1928.
Lautensach, Hermann, Die eiszeitliche Vergletscherung der Sierra da Estrela und ihr Formenschatz, in Verh. d. 23. Deutsch. Geogr.-Tages, Magdeburg, Mai 1929, S. 134—146, Breslau 1930.
— Cuenca und die Ciudad Encantada, ein Baustein zur span. Landeskunde, Jahrb. für 1930 der Geogr. Ges. Hannover, S. 97—124.
— a) Excursión morfológica de Cuenca a la Ciudad Encantada, Publ. Soc. Geogr. Nac. série B, No. 3, Madrid 1932.
— b) Portugal, auf Grund eigener Reisen und der Literatur, Teil I: Das Land als Ganzes, Pet. Mitt. Erg.-Heft Nr. 213, Gotha 1932.
Lotze, Fr., Über Analogien zwischen den Faziesverhältnissen des Tertiärbeckens von Calatayud und des deutschen Zechsteinbeckens, Z. deutsch. Geol. Ges. Bd. 80, B., 1928, S. 151—158.
— Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges, Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangebiete, herausg. von H. Stille, Nr. 7, Berlin 1929.
Lozano, Rafael Sanchez, Nota sobre algunos criaderos argentíferos de los términos de la Acebeda y Robregordo en la provinica de Madrid, Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Bd. 22 (für 1896), Madrid 1898.
Llarena, Gomez de, Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo, Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. série geol. No. 15, Madrid 1916.
— Guía geológico de Toledo, Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. série geol. No. 31, Madrid 1923.
— Notas geológicas sobre los terrenos rojos al norte de Toledo, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 28, p. 465, Madrid 1928.
Macpherson, J., Breve noticia acerca la especial estructura de la Península Ibérica, An. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 8, Madrid 1856.
— Sucesión estratigráfica de los terrenos arcáicos en España, An. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 12, Madrid 1883.
— Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaícos en España, An. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 12, Madrid 1883, S. 342—378.
— Del caracter de las dislocaciones de la Península Ibérica, An. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 17, Madrid 1888.
— a) Breve noticia acerca la especial estructura de la Península Ibérica, An. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 30, Madrid 1901.
— b) Ensayo de la historia evolutiva de la Península Ibérica, An. R. Soc. Esp. Hist. Nat. série II, Bd. 10, S. 123—165, Madrid 1901.
Mallada, Lucas, Explicación del mapa geológico de España, Mem. Com. Mapa Geol. Esp. Madrid.
Bd. I. Rocas hipogénicas y sistema estrato-cristalino, 1895.
Bd. II. Sistemas cambriano y siluriano, 1896.
Bd. III. Sistemas devoniano y carbonífero, 1898.
Bd. IV. Sistemas permiano, triásico, liásico, jurásico, 1902.
Bd. V. Sistemas infracretáceo y cretáceo, 1904.
Bd. VI. Sistemas eoceno, oligoceno y mioceno, 1907.
Bd. VII. Sistemas plioceno, diluvial y aluvial, 1911.

Navarro, Fernandez Lucas, Observaciones sobre el terreno arcáico de la provincia de Guadalajara, An. Soc. Esp. Hist. Nat. série II, Bd. 9, Madrid 1900.
— Monografía geológica del Valle del Lozoya, Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. série geol. No. 12, Madrid 1915.
— Sur la découverte d'un pointement basaltique dans la Sierra de Guadarrama (Espagne), C. R. Acad. Scienc. de Paris, Bd. CLXII, Paris 1916.
Navarro, Fernandez y *Carandell, Juan*, El borde de la meseta terciaria en Alcalá de Henares, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 14, Madrid 1914.
— El borde de la meseta terciaria en Alcalá de Henares, segunda nota, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 21, S. 329—334, Madrid 1921.
Obermaier, H. y *Carandell, Juan*, La Sierra de Guadarrama, Geol. Führer herausg. vom Inst. Geol. de España aus Anlaß des XIV. Congr. Geol. Intern., Madrid 1926.
Ormaza, M. Joaquin y *Targhetta, Juan B.*, Memoria explicativa de la hoja No. 460: Hiendelaencina, del mapa geol. de España 1: 50 000, Madrid 1928.
Palacios, Pedro, Reseña física y geológico de la parte al NO de la provincia de Guadalajara, Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Bd. 6, Madrid 1879.
Penck, Albrecht, Die Pyrenäen-Halbinsel, Reisebilder, Schr. d. Vereins z. Verbr. naturwiss. Kenntnisse in Wien, Bd. 34, Wien 1894.
— Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode, Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin, S. 109—141, Jahrg. 1894.
Penck, Walter, Der Südrand der Puna de Atacama (NW.-Argentinien), in Abh. math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wiss. Bd. 27, S. 1—420, Leipzig 1920.
— Die morphologische Analyse, Stuttgart 1924.
Pérez-Cossio, Leandro, El terreno carbonífero de Tamajón, Retiendas y Valdesotos en la provincia de Guadalajara, Bol. Inst. Geol. Esp. Bd. 41, S. 1—33, Madrid 1920.
Philippson, Alfred, Kleinasien, in Handbuch d. regionalen Geologie, herausg. von Steinmann und Wilckens, Bd. V, Heft 2, Heidelberg 1918.
— a) Beiträge zur Morphologie Griechenlands, Geogr. Abh. begr. von A. Penck, herausg. von N. Krebs, 3. Reihe, Heft 3, Stuttgart 1930.
— b) Grundzüge der allgemeinen Geographie, Bd. II. Morphologie, 2. Aufl.
Teil 1. Leipzig 1930.
Teil 2. Leipzig 1931.
Poeyusan, Severino Bello, Memoria del Canal de Isabel II en el año de 1928, Madrid 1930.
Prado, Casiano de, Note sur la géologie de la province de Madrid, Bull. Soc. Géol. de France, Bd. 10, S. 168 ff., Paris 1853.
— Note sur la constitution géologique de la province de Ségovie, Bull. Soc. Géol. de France Bd. 11, Paris 1854.
— Descripción física y geológica de la provincia de Madrid, Junta general de estadística, Madrid 1864.
Quiros, C. Bernaldo de, Guadarrama, Trab. Mus. Nac. Hist. Nat. série geol. No. 11, Madrid 1911.
Raman, E., Das Vorkommen klimatischer Bodenzonen in Spanien, Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1902.
Rey Pastor, Alfonso, Informe acerca de los fenómenos sísmicos ocurridos en la región de Pastrana (Guadalajara), Inst. Geogr. Servicio Sísmologico, Madrid 1925.
— Traits sismiques de la Péninsule Ibérique, Dir. Gen. de l'Institut Géogr. et Castastral d'Espagne, Madrid 1927.
Richter, Gerhard, Die Iberischen Ketten zwischen Jalón und Demanda, Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangebiete, herausg. von H. Stille, Heft 5, Berlin 1930.
— Ein Fiederflexurensystem am Rand eines spanischen Miozänbeckens, Nachr. math.-phys. Kl. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, Berlin 1931.
Richter, G. und *Teichmüller, Rolf*, Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten, Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangebiete, herausg. von H. Stille, Heft 9, Berlin 1933.
Roman, F., Les terrasses quaternaires de la haute vallée du Tage, C.R. Acad. Scienc. Bd. 175, S. 1084, Paris 1922.

Royo y Gomez, J., Datos para la geología de la submeseta del Tajo, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 17, Madrid 1917.
— Nuevos datos para la geología de la submeseta del Tajo, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 18, Madrid 1918.
— La Sierra de Altomira y sus relaciones con la submeseta del Tajo, Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. série geol. No. 27, Madrid 1920.
— El mioceno continental ibérico y su fauna malacológica, Mem. No. 30 de la Com. de Invest. Paleont. y Prehistoricas, Junta para Ampl. de Est. é Invest. cientif., Madrid 1922.
— Notes sur la géologie de la Péninsula Ibérique, Bull. Soc. Géol. de France Bd. 25, S. 83—88, Serie 4, Paris 1925.
— a) Tectónica del terciario continental ibérico, Bol. Inst. Geol. de España Bd. 47, Madrid 1926.
— b) Tertiaire continental de Burgos, Führer herausgeg. aus Anlaß des XIV. Congrès Géol. Intern., Madrid 1926.
— c) Edad de las formaciones yesíferas del terciario ibérico, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 26, S. 120—133, Madrid 1926.
— Geología y paleontología del terciario situado al norte de Guadalajara, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 27, Madrid 1927.
— Sobre los aluviones de Torrelodones (Madrid), Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 28, S. 306—307, Madrid 1928.
— a) El terciario continental de la cuenca alta del Tajo, in „Datos para el estudio de la Geología de la provincia de Madrid", S. 17—92, Inst. Geol. y Min. de España, Madrid 1928.
— b) Estudio paleontológico de la Hoja de Alcalá de Henares, in „Datos etc." S. 185—204, Madrid 1928.
— a) Datos para la geología de El Pardo, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 29, S. 334, Madrid 1929.
— b) Nuevos yacimientos de mamíferos miocenos en la provincia de Valladolid, Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 29, S. 105—112, Madrid 1929.
— c) El torno del Tajo en Toledo, Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Bd. 15, S. 491 bis 502, Madrid 1929.
Royo y Gomez, J. y *Menéndez Puget, L.*, Explicación de la hoja de Alcalá de Henares (Madrid) No. 560, in „Datos para el estudio etc." S. 93—224, Inst. Geol. y Min. de España, Madrid 1928.
Royo y Gomez, J., *Menéndez Puget, L.* y *Abdad, M.*, Memoria explicativa de la hoja No. 559 (Madrid del mapa geol. 1 : 50 000, Inst. Geol. y Min., Madrid 1929.
Schlosser, M., Über Säugetiere und Süßwassergastropoden aus Pliozänablagerungen Spaniens und über die natürlichen Grenzen von Miozän, N. Jahrb. f. Mineral. II. S. 1—41, Stuttgart 1907.
— Neuere Funde von Wirbeltieren, bes. Säugetieren im Tertiär und Pleistocän der Iberischen Halbinsel, Zentralblatt f. Min. Geol. u. Paläontol. Jahrg. 1921, S. 436—444, 471—479, 490 ff., Stuttgart 1921.
— Neue Funde fossiler Säugetiere in Spanien, Zentralblatt f. Min. u. Paläontol. Bd. 1922, S. 619—621, Stuttgart 1922.
Schmieder, Oskar, Die Sierra de Gredos, Mitt. d. Geogr. Ges. in München, Bd. X, Heft 1, Jahrg. 1915, Erlangen 1915.
— Zur Siedlungs- und Wirtschaftsgeographie Zentralspaniens, insbes. der Provinz Avila, Mitt. d. deutsch-südamerikan. Instituts, S. 9—45, 1919.
Schriel, W., Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes, Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangebiete, herausgeg. von H. Stille, Nr. 4, Berlin 1930.
Schroeder, Eckart, Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentralspanien), Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangebiete, Nr. 5, Berlin 1930.
v. Seidlitz, Wilfried, Diskordanz und Orogenese der Gebirge am Mittelmeer, Berlin 1931.
Sueß, Eduard, Das Antlitz der Erde, Bd. II, S. 144 ff. „Die iberische Meseta", Wien 1888.
Staub, Rudolf, Gedanken zur Tektonik Spaniens, Vierteljahrsschrift d. Naturforsch. Ges. Bd. 21, Zürich 1926.

Stickel, Rudolf, Die geographischen Grundzüge Nordwestspaniens einschl. von Altkastilien, Verh. u. wiss. Abhandl. des 23. Deutschen Geographentages zu Magdeburg 1929, S. 147—154, Breslau 1930.

Stille, Hans, Über westmediterrane Gebirgszusammenhänge, Beitr. z. Geol. d. westl. Mediterrangebiete, Nr. 1, herausg. im Auftr. d. Ges. d. Wiss. z. Göttingen von H. Stille, Berlin 1927.

— Über Einseitigkeiten in der germanotypen Tektonik Nord-Spaniens u. Deutschlands, Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Kl. 1930, Berlin 1931.

— Die keltiberische Scheitelung, Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Kl. 1931, S. 157—164, Berlin 1932.

Tricalinos, Johann, Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spanien. Diss. Göttingen 1926 und in Zeitschr. deutsch. Geol. Ges. Bd. 80, 1928.

del Villar, E. H., Les sols méditerranéens étudiés en Espagne, Ass. intern. sc. du sol, commission V. sous-commission des sols méditerranéens, Madrid 1930.

— Suelos de España, Rev. de l'Institut Forestier de recherches et expériences de Madrid, Madrid 1930.

Willkomm, Moritz, Wanderungen durch die nordöstlichen und zentralen Provinzen Spaniens, Leipzig 1852.

ORTSVERZEICHNIS

Ablanque 64, 65, 71
Aguilafuente 35
Ajalvir 55, 56
Alameda del Valle 90, 95
Albacete 33
Albendiego 68
Alcalá de Henares 21, 31, 41, 42, 43, 44, 50, 60
Alcaraz 37
Alcobendas 58
Alconadilla 78
Alcolea 67, 89
Alcubilla 66
Alcuneza 66
Aldealengua 76, 78
Algete 56
Algora 25, 38, 42, 66
Almazán 25
Alocén 22, 45
Alpanseque 66
Alpedrete de la Sierra 35
Alpedroches 67
Ambite 44
Angón 21, 30, 46, 48, 57, 59, 70
Anguita 65
Aranda del Duero 12
Aránjuez 22, 23, 42, 55
Arcos 73, 74, 84
Arenillas 83
Arévalo 29, 79
Arganda 48
Atance 69, 70
Ataúta 80
Atazar de San Juan 37
Atienza 25, 37, 66, 67, 69, 89
Auñon 45
Avenales 66
Avila 12, 16, 20, 26, 27, 33
Ayllón 26, 38

Baídes 25, 26, 31, 43, 48, 50, 51, 53, 62, 66, 70
Barcones 62, 67, 70, 89
Barahona 9, 12, 17, 29, 63, 66, 68, 76, 83, 85
Barajas de Madrid 54
Benamira 65
Berlanga 25, 26, 68, 73, 74, 76, 83
El Berrueco 24
Berzosa 88
Blocona 66, 84
Bochones 67
La Bodera 67, 89
Bolarque 22, 45, 46
Bonilla 45
Bordecorex 76
Brias 73, 76
Brihuega 42
Budarros 26
Buitrago 18, 24, 31, 97
Bujarrabal 66
Burgomillodo 28
Burgo del Osma 74, 80, 82
Burgos 76

Cabaña de la Sagra 57
Cabanillas de la Sierra 24
Cabanillas del Campo 51
Cabrera 24
Campisábalos 16, 29, 63, 66, 107
La Cañada 19
Canéncia 95
Cañamares 67, 70
Cantalejo 29, 30, 35, 68, 85, 86, 87
Cantalojas 89
Caracena 62, 68, 77
El Cardoso de la Sierra 18, 93
Carmarma de Esteruelas 51
Carrabias 62
Carrascosa 35, 40, 51, 52
Carrascoscilla 45
Casa de Uceda 46, 55, 56
Casana 45
El Casar de Talamanca 55, 56, 59
Casillas 67
Castejón 45
Castillejo 27, 73, 74, 76, 78
Castillejo de Mesleón 28, 30, 85, 86, 88
Castillo de Gormaz 77
Cebreros 19
Cendejas 42, 43, 44, 46, 60
Cendejas de en Medio 52
Cendejas de la Torre 52, 72
Cenegro 35, 74, 76, 77
Cerceda 92
Cercedilla 23, 24
Cerezo 88
Cervera de Buitrago 88
Chaorna 65, 71
Chinchón 44
Chozas de la Sierra 24
Ciempozuelo 43, 49, 55
Cifuentes 43, 48, 61, 63, 72
Cobos de Fuentidueña 86
Coca 26, 29, 36, 73, 75, 79, 89
Cogolludo 30, 42, 43, 46, 47, 59
Collado Villalba 27
Colmenar de la Sierra 31, 92
Colmenarviejo 24, 33, 49
Congostrina 21, 47
Conquezuela 65, 66
Cuéllar 12, 27, 30, 36, 73, 74, 79, 81
Cuenca 11, 25
Cuevas de Ayllón 26, 68, 70, 76

El Berrueco 24
El Cardoso de la Sierra 18, 93
El Casar de Talamanca 55, 56, 59
El Molar 55
El Paular 90
El Vellón 55
El Viso 58
Escalona 23, 35
Espinar 20
Espinosa 41, 48
Esplegares 64

Fraguas 47, 98
Francos 78, 82

Fuencaliente 65, 66
Fuencarral 22, 30, 48, 49, 57, 78
Fuentelahiguera 56
Fuentelcesped 75, 77, 86
Fuentidueña 79

Galapagares 62
Garbajosa 66
Garganta de los Montes 98
Gormaz 81
Grado 69
Griñon 58
Guadalajara 12, 21, 35, 41, 50, 51, 53, 60
Guadalix de la Sierra 24, 90

Herradón 13, 91
Hiendelaencina 21, 23
Hijes 62, 68
Hontalvilla 35
Hontanares 26
Horcayo 88
Hoyo 19
Huérmeces 42, 43, 44, 46, 57, 59, 69
Humanes 42, 50, 51, 52

Illescas 48, 49
Imón 69
Iniéstola 64, 65, 66, 71

Jadraque 21, 31, 42, 43, 44, 48, 50, 51, 53
Jemenuño 29, 86
Jirueque 51
Jócar 47

Labalos 29, 86
La Bodera 67, 89
La Cañada 19
La Miñosa 67, 70, 89
La Parilla 79
La Peraleja 45
La Toba 21, 30, 46, 48, 57, 59, 70
La Torresaviñan 66
Laguna de Contreras 75, 79
Langa 80
Languilla 75
Layna 65, 66, 71
Liceras 68, 69, 70
Ligos 35, 62, 74, 77, 78, 82, 83
Loéches 52
Lomeda 65
Lominchar 57
Lozoya 19, 95
Lumias 69
Luzaga 64
Luzón 26, 64

Maderuelo 26, 35, 78, 86
Madrid 12, 19, 21, 22, 23, 34, 36, 42, 57, 58
Madrigal 67
Malaga del Fresno 48
Mandajona 43
Manzanares de Ayllón 68
Manzanares el Real 24
Maránchon 26, 61
Marchamalo 51
Matallana 18
Matarrubia 56
Matillas 42, 44, 51, 52, 59
Mazagatos 75, 76, 78
Méco 51, 52
Medina del Campo 29
Medinaceli 66, 84
Medranda 52
Mejorado del Campo 51, 73, 74, 75, 81
Membrillera 35, 47
Miedes 62, 69
Mingorría 26, 73
La Miñosa 67, 70, 89
Mira 43
Mirabueno 21, 44, 46, 72
Miraflores de la Sierra 24, 95
El Molar 55
Moncalvillo del Huete 45
Montejo de la Vega 27, 76, 77, 78, 86
Moranchel 42
Moral 27
Moratillo de Henares 70
Morcuera 27, 73, 74, 77, 78

Navalcarnero 22, 30, 48, 57, 58
Navalgrande 19
Navalperral 19
Navarredonda 95
Navas del Marqués 19
Negredo 35, 42, 43, 48
Noviales 69, 70

Ocaña 44
Olivar 45
Oliveras del Duero 79
Olmo 27
Ortigosa del Monte 27

Padilla de Hita 44
Palencia 73, 74
Palmaces 21, 53
Paracuellos 52, 55, 57, 59
Paredes 62, 67, 70
Paredes de Buitrago 88
La Parilla 79
El Paular 90
Pedraza 27
Peguerinos 19
Peñalba de la Sierra 29, 87, 91, 93
La Peraleja 45
Pinilla de Jadraque 42, 49, 90
Plasencia 9
Pontés 37
Pozánco 29, 75, 79, 87
Pozo de Tinajas 45
Priego 25
Prádena 31
Puebla del Vallés 53, 54, 55, 56
Pueblo de Beleña 48

Quintanas Rubias 27

Radona 83, 84
Rata 26, 65
Rello 69, 76
Retiendas 25, 37, 54, 92, 94
Retortillo de Soria 62, 68 69
Riaguas 28, 35, 78
Riaza 16, 26, 27, 33, 88, 93
Riba de Saëlices 61
Riba de Santiuste 66, 67, 76
Ribarredonda 64
Ribatejada 48
Riofrío del Llano 66, 69
Riofrío de Riaza 88, 93
Riosalido 67
Romanillos de Atienza 66, 70
Romerosa 47

Sacédon 42, 43, 45
Saëlices de la Sal 64
Sagides 65, 66, 84
Salamanca 9, 74
San Agustín 55
San Andrés de Congosta 47
San Esteban de Gormaz 12, 26, 75, 76, 80, 82
Sangarcía 30, 86
San García de Ingelmos 75, 79

San Ildefonso 95, 99
San Lorenzo del Escorial 6, 96
San Martín de Valdeiglesias 12, 16, 19, 23, 91
San Miguel de Bernuy 28
Sta. Cruz del Retamar 49
Sta. Maria de la Alameda 19
Sta. Maria de Nieva 12, 28, 29, 86, 87
Santibañez de Ayllón 68, 75, 83, 88, 89
Saornil 29, 87, 91
Sayatón 22, 59
Segovia 87, 99, 102
Semillas 97
Sepúlveda 26, 27, 28, 85
Seseña 55
Sienes 66
Sigeres 29, 87, 91
Sigüenza 9, 12, 21, 63, 66, 69
Somaën 26, 38, 61, 83, 84
Sotillos de Caracena 68
Sotodosos 64

Tabladillo 45
Talamanca 54, 55
Talavera de la Reina 23, 49, 55, 60
Tamajón 16, 21, 23, 25, 29, 33, 47, 51, 92
Tarancón 44
Teruel 25
La Toba 21, 30, 43, 46, 48, 57, 60, 69
Toledo 31, 33, 60
Tordellos 70
Torralba del Moral 26, 66
Torraño 35, 78
Torrebeleña 48
Torrecaballeros 27, 95, 99
Torrejón de Ardoz 51
Torrelaguna 23, 35, 55, 57, 60, 88, 94, 119
Torrelodones 23, 24, 33, 92
Torremocha 54
La Torresaviñan 66
Trillo 42
Turégano 26

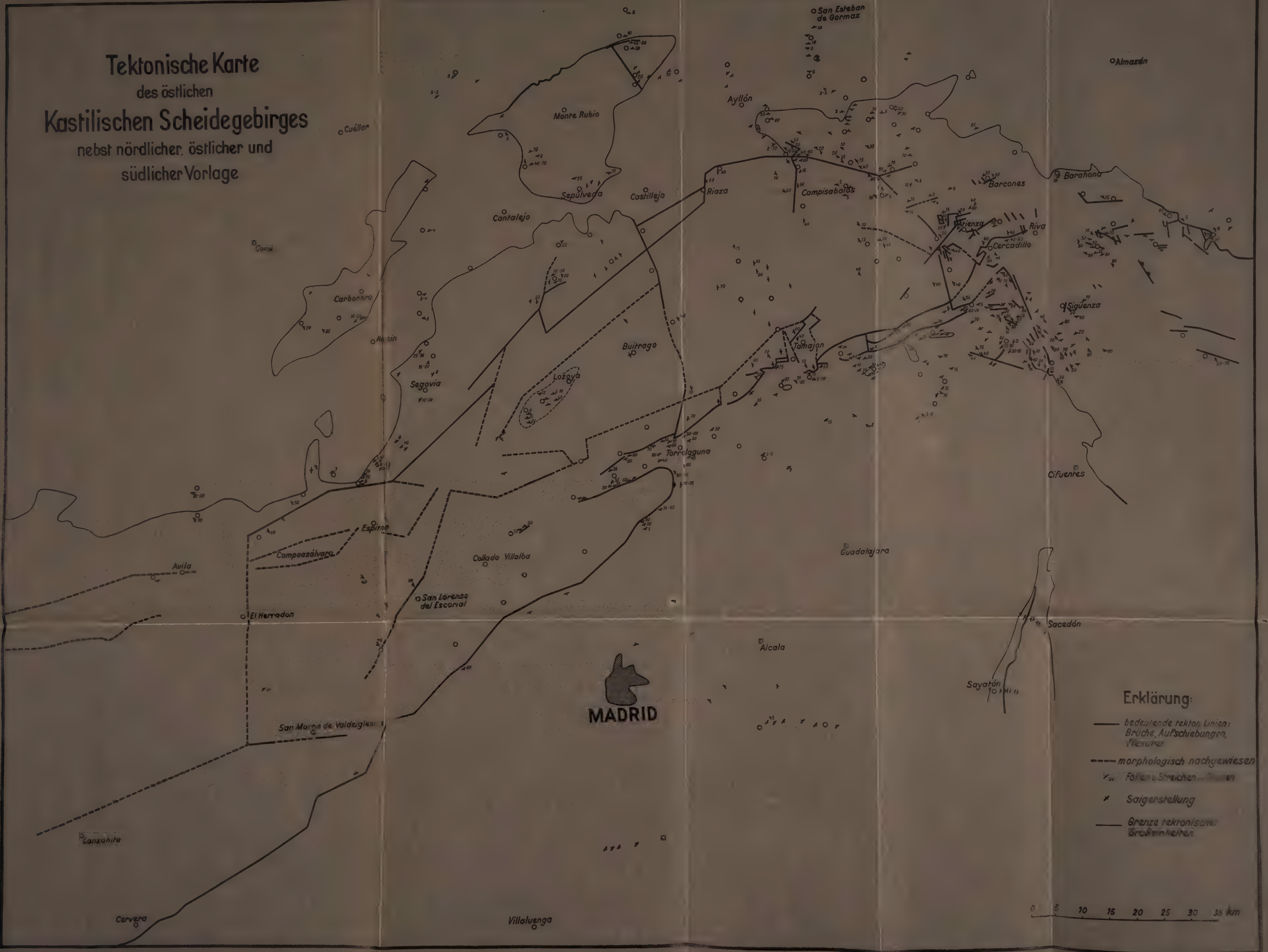
Uceda 35, 54, 55, 56
Ujados 70, 89
Usanos 35, 51, 52
Urés 65, 66

Valdanzuelo 74, 76
Valdecubo 70
Valdemanco 95
Valdepeñas de la Sierra 25, 54, 55, 56, 92
Valdepiélago 55
Val de San García 72
Valdesotos 25, 37, 57, 59, 70
Valdevacas 77, 86
Valdevarnés 86
Valladolid 73, 74, 79, 80, 81
Vallécas 22, 41
Valvieja 35
Vegas de Matute 91
Veguillas 35, 47
El Vellón 55
Venturada 90
Viana de Mondéjar 43, 45
Viana de Jadraque 51
Villanueva de Argecilla 44
Viñuelas 21, 30, 35, 36, 46, 56, 57, 59, 70
Villalba 16
Villacastín 26, 27
Villaconejos 48
Villaluenga 41, 42, 43, 49
Villanueva 57
Villanueva de Gormaz 77, 87
Villa Rejo de Medina 64
Villaseca 26
Villaverde del Ducado 66
Villaviciosa 57
El Viso 58

Yelo 66
Yuba 62, 66, 83, 84
Yubera 66

Zarzuela del Monte 87

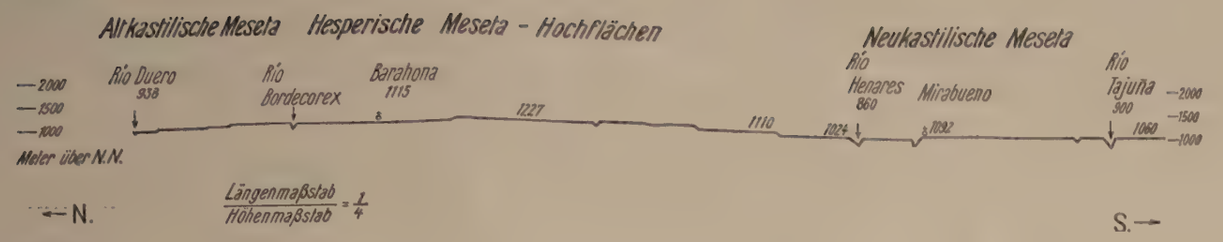
Tektonische Karte
des östlichen
Kastilischen Scheidegebirges
nebst nördlicher, östlicher und
südlicher Vorlage



Entworfen von Dr. Julius Schwenzner

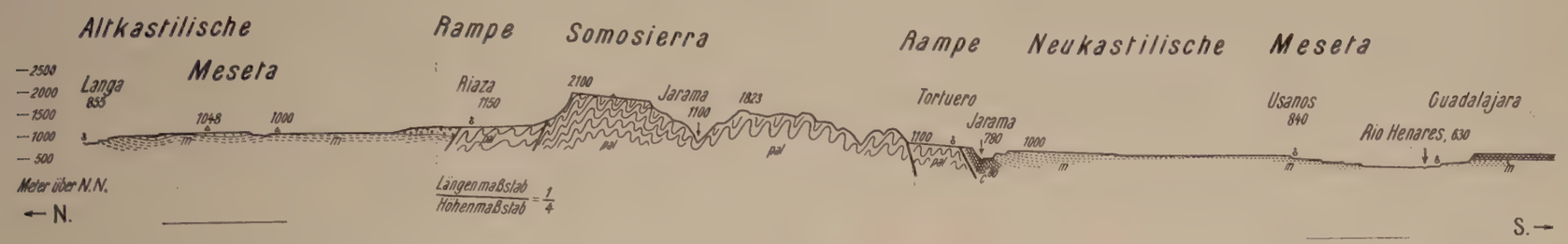
PROFILTAFEL

Profil 1



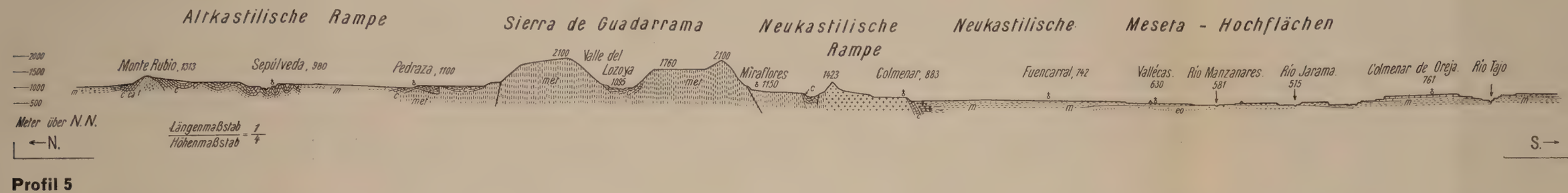
Profil 2

Profil 3



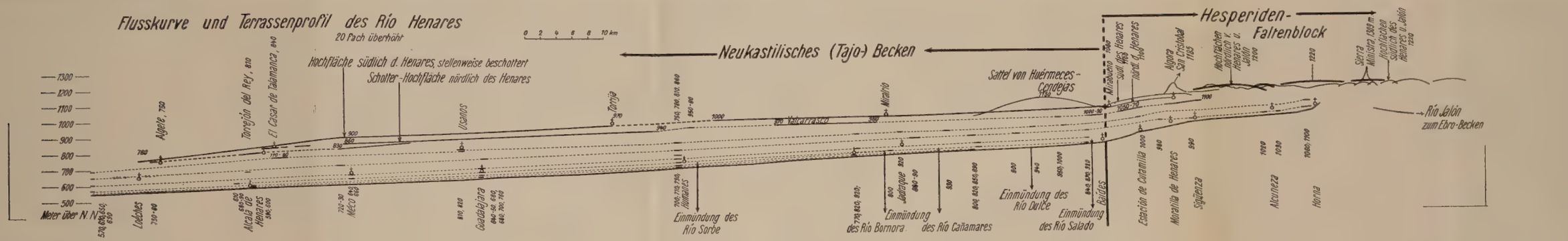
Der Längenmaßstab sämtlicher Profile ist 1 : 600 000

Profil 4

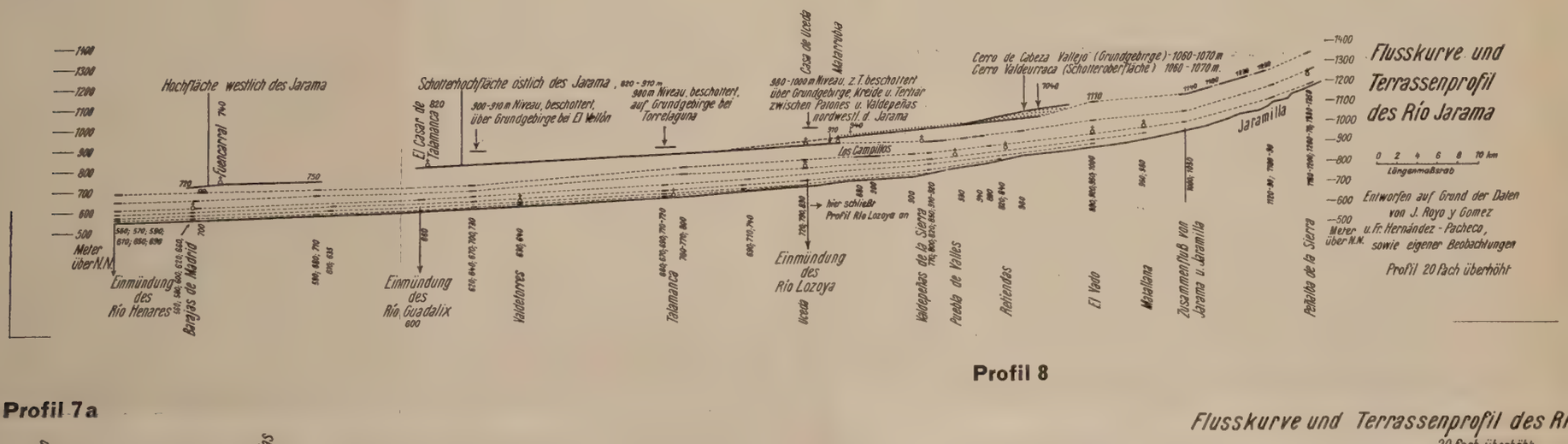


Profil 5

Profil 6

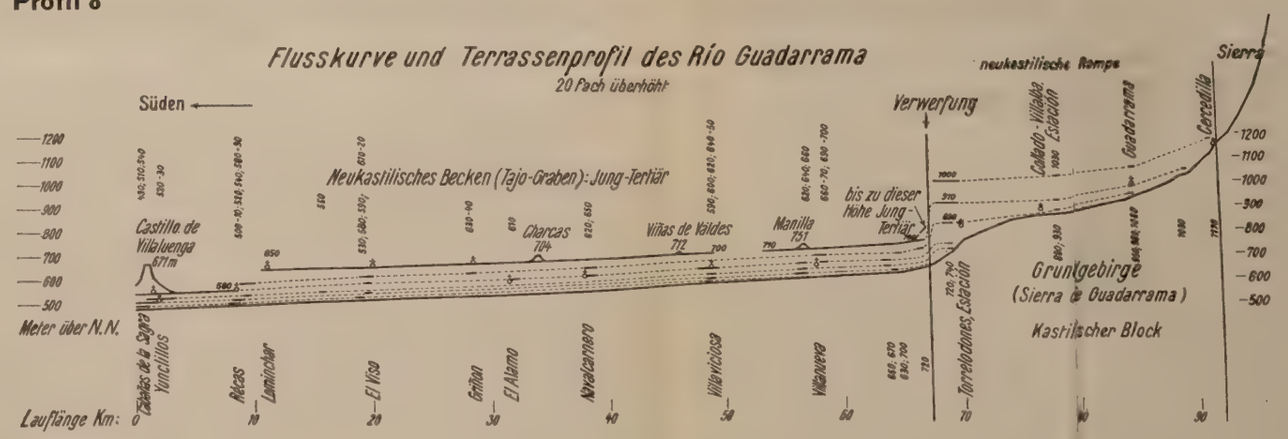


Profil 7



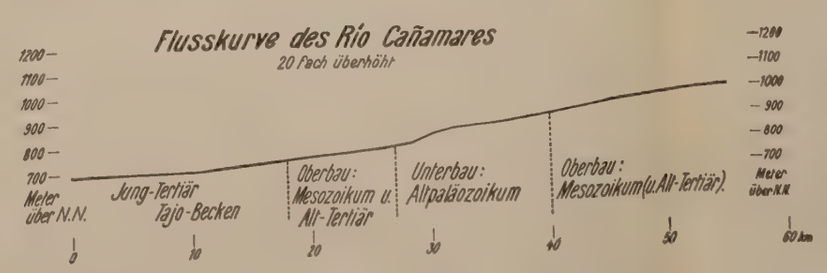
Profil 7a

Profil 8



Profil 9

Profil 10



Lebenslauf

Ich, Julius Erich Schwenzner, wurde am 5. Februar 1908 in Dortmund als Sohn des Kaufmanns Wilhelm Schwenzner und seiner Ehefrau Änne, geb. Krüger, geboren. Ich gehöre der evangelischen Kirche an. In Bonn besuchte ich vier Jahre die evangelische Volksschule und sechs Jahre das Städtische Realgymnasium, das ich Ostern 1924 mit dem Zeugnis der Obersekundareife verließ. Von Mai 1924 bis April 1926 machte ich eine kaufmännische und technische Lehre bei der Teer- und Asphaltprodukten-Fabrik A. W. Andernach, G. m. b. H., in Beuel am Rhein, durch, in deren Diensten ich auch weiterhin verblieb. Februar 1927 legte ich die realgymnasiale Reifeprüfung als Externer am Gymnasium in der Kreuzgasse zu Köln ab.

Seit Sommersemester 1926 studierte ich in Bonn, insgesamt 12 Semester, Geographie, Geologie, Volkswirtschaftslehre und neuere Sprachen. Im Sommersemester 1930 hörte ich auch Vorlesungen an der Universität Köln. Von Sommersemester 1929 bis einschließlich Sommersemester 1931 war ich Hilfsassistent am Geographischen Institut der Universität Bonn. Seitdem bin ich wieder als Sachbearbeiter für Exportfragen bei der Fabrik von A. W. Andernach, G. m. b. H., in Beuel tätig. Sommer 1928, Herbst 1929, Frühjahr 1930, Herbst 1931 und Herbst 1933 unternahm ich jeweils eine mehrere Monate dauernde Reise nach Spanien.

Die mündliche Doktorprüfung fand am 9. Januar 1934 statt.

Druck von H. Laupp jr, Tübingen

Druck von H. Laupp jr in Tübingen